



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA
UNIDAD AZCAPOTZALCO

División de Ciencias Básicas e Ingeniería
Posgrado en Ingeniería Estructural

ESTUDIO DE PELIGRO SISMICO PARA LA CIUDAD DE
CHILPANCIÑO, QUERÉTARO

Tesis que para obtener el grado de Doctor en
Ingeniería Estructural

Presenta
Andrés Germán García

Director de tesis:
Dr. Alonso Gómez Bernal

México, D. F.

Diciembre de 2010



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA
UNIDAD AZCAPOTZALCO**

**División de Ciencias Básicas e Ingeniería
Posgrado en Ingeniería Estructural**

**ESTUDIO DE PELIGRO SÍSMICO PARA LA CIUDAD DE
CHILPANCINGO, GUERRERO**

**Tesis que para obtener el grado de Doctor en
Ingeniería Estructural**

Presenta

Andrés Gama García

**Director de tesis
Dr. Alonso Gómez Bernal**

México, D. F.

Diciembre de 2010

A mi esposa Paula Contreras Flores, que con su estímulo diario e invaluable apoyo moral, colaboró a lograr esta gran meta en mi vida.

A mis hijos Andrés, Stephanie y Cuauhtémoc como un estímulo para lograr sus metas personales.

A mis padres los señores Andrés Gama Gómez y Exaltación García Marcelo, por confiar siempre en mí.

El más grande reconocimiento a los integrantes del jurado evaluador de la tesis y de la disertación pública, por todas las sugerencias y recomendaciones que contribuyeron a mejorar el trabajo de tesis:

Dra. María de la Consolación Gómez Soberón (Presidenta)

Dr. Alonso Gómez Bernal (Secretario)

Dr. Jorge Aguirre González (Vocal)

Dr. David de León Escobedo (Vocal)

Dr. José Luis Rangel Núñez (Vocal)

Hago una distinción especial al Dr. Alonso Gómez Bernal, por darme la confianza y el estímulo para seguir adelante, estoy convencido que sin su ayuda no hubiese sido posible llegar a la meta final. Por tanto, para él mi más sincero agradecimiento y gratitud.

Con mucho aprecio hago un reconocimiento a los profesores Dr. Oscar M. González Cuevas, Dr. Juan Casillas García de León, Dr. Emilio Sordo Zabay, Dr. Manuel E. Ruiz Sandoval Hernández, Dra. Consuelo Gómez Soberón y Dr. Arturo Tena Colunga, por haber contribuido en mi formación académica.

Hago un agradecimiento particular al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y a la Universidad Autónoma de Guerrero, por su valioso financiamiento económico para realizar los estudios doctorales.

Un reconocimiento al Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, principalmente al Dr. Jorge Aguirre González, al Ing. Horacio Mijares Arellano y M. en C. Ricardo Vázquez Rosas, por su valioso apoyo en la instrumentación y medición de microtemores del método SPAC, en Chilpancingo, Guerrero.

Finalmente, un reconocimiento muy exclusivo a la Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Azcapotzalco, por darme un perfil académico adecuado y la posibilidad de servir con excelencia a la sociedad mexicana.

RESUMEN

Debido a la cercanía con los epicentros de los macrosismos y a las condiciones geológicas-topográficas muy particulares del valle de Chilpancingo, se justificó la valoración del peligro sísmico. El objetivo principal consistió en un estudio de Peligro Sísmico, con los enfoques de Análisis de Peligro Sísmico Determinista (APSD) y de Análisis de Peligro Sísmico Neo-Determinista (APSND). Sin los modelos geológicos obtenidos con el método SPAC no hubiese sido posible realizar modelos 1D, con el objetivo de valorar y explicar las grandes amplificaciones observadas mediante registros sísmicos. Se determinaron relaciones de atenuación para suelo sedimentario y firme en el valle de Chilpancingo. Se obtuvieron relaciones entre aceleraciones máximas del terreno (PGA_H) obtenidas instrumentalmente y las intensidades de Mercalli modificada (IMM) tomadas de mapas de Isosistas. El principal aporte del trabajo es la estimación de los efectos de sitio, observándose al usar la técnica H/V ó HVSR, que cuando se consideran las componentes de las direcciones principales de los registros, las curvas tienden a ser iguales en amplitud y periodo. Sin embargo, al usar esta técnica, no se alcanzan los niveles de amplificación observada en las funciones de transferencia empíricas calculadas entre los sitios RICC (suelo sedimentario) y CHIL (suelo firme), porque se obtienen valores entre tres y cinco veces menores, aunque H/V sí proporciona el periodo del suelo. Un resultado muy importante que muestra claramente la complejidad de la geología local y de la topografía en los efectos de sitio, es la gran diferencia observada entre las funciones de transferencia empíricas RICC/CHIL NS y EO, lo que demuestra que no es posible reproducir completamente con un modelo 1D los efectos de amplificación del valle de Chilpancingo. Por lo tanto, si se quieren estimar con precisión los efectos de amplificación es necesario recurrir a modelos 2D o 3D del valle y así tratar de explicar las diferencias significativas de las funciones de transferencia empíricas promedio horizontales observadas entre las estaciones RICC/CHIL. El análisis de direccionalidad de las ondas sísmicas en el valle, no indica una clara polaridad en el movimiento del suelo, no existe ninguna relación, ni tampoco alguna tendencia, cuando se consideran las direcciones de PGA. Pero si se analizan las direcciones principales de la Intensidad de Arias, que representan la direccionalidad de la energía, se presentan ciertas tendencias sobre todo en CHIL y en RICC. Lo anterior, sugiere que pueden ser menores los efectos de amplificación debido a la topografía y más fuertes los efectos de la geología local, debido principalmente a los estratos profundos y a la geometría alargada del valle. Se valoró el Peligro Sísmico Determinista que producen las diferentes fuentes sísmicas en Chilpancingo, usando relaciones de atenuación calculadas con bases de datos que incluyen información de todas las fuentes sísmicas identificadas. Finalmente, con acelerogramas sintéticos obtenidos con el método de las funciones de Green empíricas, considerando las fuentes sísmicas Ometepc, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán, se valoró el peligro sísmico con un enfoque Neo-Determinista. Las estimaciones del peligro sísmico obtenidas por ambos enfoques produjeron resultados bastante similares, lo que da robustez a los mismos, considerando la naturaleza contrastante de estas metodologías.

ABSTRACT

Due to the proximity to the large magnitude earthquakes epicenters and the particular geological-topographical conditions of Chilpancingo valley, a hazard assessment is justified. The main goal was to carry out an earthquake hazard study focusing chiefly on a Deterministic Earthquake Hazard Assessment (APSD) and on a Neo-determinist Earthquake Hazard Assessment (APSND). Without the geological models obtained through the SPAC method wouldn't be possible to build 1D models to asses and explain the large amplifications observed through seismic recordings. Attenuation ratios for sedimentary and solid soils were determined for the Chilpancingo valley. Relationships between Ground peak accelerations (PGA_H) obtained instrumentally and Modified Mercalli Intensities (IMM) taken from Isosists maps. The main contribution of this study is the site effects estimation; using the H/V or HVSR technique, it's been observed that when considering the records main directions components the curves trend to have equal values of amplitude and period. However, when this technique is used, the amplitude levels observed in the empirical transfer functions computed at RICC (sedimentary soil) and CHIL (solid ground) are not the same because values between 3 and 5 times are lesser that obtained, although H/V does give the ground period. A very important result that clearly shows both the local complex geology and topography in the site effects; is also the substantive difference observed between the RICC/CHIL NS and EW empirical transfer functions, which demonstrate that is not possible to reproduce completely the amplification effects in the Chilpancingo valley through a 1D model. Therefore, in order to estimate with accuracy the amplification effects, it would be necessary to resort to the 2D and 3D models of the valley and thus try to explain the significant differences of the average horizontal empirical transfer functions observed between the RICC/CHIL stations. The directionality analysis of the seismic waves in the valley does not show a clear polarity in the ground motion, there is no relationship nor a trend when the PGA directions are considered. But if the Arias Intensity main directions are analyzed, which represents the energy directionality, some trends are detected in CHIL and RICC. The previous statement suggests that the amplification effects could be lower due to the topography and the local geology effects could be larger, mainly due to the deep strata and the elongated geometry of the valley. The deterministic earthquake hazard which the different sources produce in Chilpancingo were assessed by using attenuation ratios computed from databases that includes information from all the identified seismic sources. Finally, with synthetic accelerograms obtained through the Empirical Green Functions Method, considering Ometepac, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central and Petatlan seismic sources, a Neo-Deterministic earthquake hazard was assessed. The estimations obtained through both approaches rendered very similar outputs, which reinforces themselves, considering the contrasting nature of these methodologies.

CONTENIDO

| | |
|--|----|
| RESUMEN | 1 |
| ABSTRACT | 2 |
| CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN | 6 |
| 1.1. JUSTIFICACIÓN | 6 |
| 1.2. OBJETIVOS | 9 |
| 1.3. ALCANCES | 11 |
| CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO | 12 |
| 2.1. ESTUDIOS PREVIOS EN CHILPANCINGO | 12 |
| 2.2. REVISIÓN DE MÉTODOS PARA EL CÁLCULO DEL PELIGRO SÍSMICO | 13 |
| 2.3. METODOLOGÍA ACTUAL PARA LA VALORACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO | 15 |
| 2.4. PELIGRO SÍSMICO: CASO DE ESTUDIO CHILPANCINGO | 17 |
| CAPÍTULO 3. CONDICIONES GEOLÓGICAS Y GEOTÉCNICAS | 19 |
| 3.1. CONDICIONES GEOLÓGICAS | 19 |
| 3.1.1 Geología regional | 19 |
| 3.1.2 Geología local | 20 |
| 3.2. CONDICIONES GEOTÉCNICAS Y GEOFÍSICAS | 21 |
| 3.2.1 Propiedades dinámicas del suelo | 22 |
| 3.2.2 Interpretación de los resultados del sondeo SM1-CU | 23 |
| 3.3. CONDICIONES TOPOGRÁFICAS | 26 |
| 3.4. CONCLUSIONES | 27 |
| CAPÍTULO 4. CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA CON EL MÉTODO SPAC | 28 |
| 4.1. ANTECEDENTES | 28 |
| 4.2. METODOLOGÍA | 30 |
| 4.3. MEDICIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES | 31 |
| 4.4. PROCESAMIENTO DE MICROTREMORES | 32 |
| 4.4.1. Trazas | 32 |
| 4.4.2. Espectros de potencia | 33 |
| 4.4.3. Correlaciones | 33 |
| 4.4.4. Coeficiente de autocorrelación | 34 |
| 4.4.5. Velocidades de fase | 35 |
| 4.4.6. Curvas de dispersión | 36 |
| 4.5. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS | 36 |
| 4.6. CONCLUSIONES | 38 |
| CAPÍTULO 5. CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA | 39 |
| 5.1. SISMICIDAD | 39 |
| 5.1.1 Sismicidad mundial | 39 |
| 5.1.2 Sismicidad regional | 39 |
| 5.1.3 Sismicidad local | 43 |
| 5.2 FUENTES SÍSMICAS QUE GENERAN PELIGRO EN CHILPANCINGO | 44 |
| 5.3. CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA | 46 |
| 5.4. CONCLUSIONES | 49 |

| | |
|--|------------|
| CAPÍTULO 6. MODELOS DE ESTIMACIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO | 50 |
| 6.1. ANTECEDENTES | 50 |
| 6.2. INTENSIDADES OBSERVADAS | 50 |
| 6.3. ESTACIONES ACELEROMÉTRICAS Y SISMOS REGISTRADOS | 52 |
| 6.4. MODELO DE ATENUACIÓN | 55 |
| 6.4.1. Metodología | 55 |
| 6.4.2. Obtención del modelo para Chilpancingo | 57 |
| 6.4.3. Comparación con modelos regionales y globales | 62 |
| 6.5. MODELO DE ATENUACIÓN ESPECTRAL | 64 |
| 6.6. CONCLUSIONES | 67 |
| CAPÍTULO 7. RELACIÓN ENTRE ACELERACIÓN MÁXIMA, VELOCIDAD MÁXIMA E INTENSIDAD DE MERCALLI MODIFICADA EN CHILPANCINGO | 69 |
| 7.1. CONCEPTOS GENERALES | 69 |
| 7.2. INTENSIDADES E ISOSISTAS | 69 |
| 7.3. RELACIÓN ENTRE ACELERACIÓN MÁXIMA, VELOCIDAD MÁXIMA E INTENSIDAD DE MERCALLI MODIFICADA | 72 |
| 7.4. ESPECTROS DE INTENSIDAD DE MERCALLI MODIFICADA | 78 |
| 7.5. CONCLUSIONES | 79 |
| CAPÍTULO 8. EFECTOS DE SITIO EN CHILPANCINGO | 80 |
| 8.1. CONCEPTOS GENERALES | 80 |
| 8.2. ESPECTROS OBSERVADOS EN EL VALLE DE CHILPANCINGO | 82 |
| 8.2.1. Características de los espectros | 84 |
| 8.3. FUNCIONES DE TRANSFERENCIA EMPÍRICAS | 88 |
| 8.3.1. Relaciones HVSR | 89 |
| 8.3.2. Cocientes espectrales calculados mediante microtemores (HVNR) | 91 |
| 8.3.3. Funciones de transferencia empíricas (Relación suelo sedimentario/suelo firme) | 94 |
| 8.4. FUNCIONES DE TRANSFERENCIA TEÓRICAS | 94 |
| 8.5. EFECTO DE LA DIRECCIONALIDAD DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN EL VALLE DE CHILPANCINGO | 97 |
| 8.5.1. Direcciones acimutales, de PGA y principales de la intensidad máxima | 97 |
| 8.5.2. Efectos de sitio observados de acelerogramas y su relación con la direccionalidad | 103 |
| 8.6. CONCLUSIONES | 105 |
| CAPÍTULO 9. ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO | 107 |
| 9.1. INTRODUCCIÓN | 107 |
| 9.2. ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO DETERMINISTA | 107 |
| 9.3. ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO PROBABILISTA | 109 |
| 9.4. PELIGRO SÍSMICO DETERMINISTA | 111 |
| 9.4.1. Aceleración máxima del suelo | 111 |
| 9.4.2. Modelo de atenuación para la aceleración máxima del suelo | 113 |
| 9.5. PELIGRO SÍSMICO NEO-DETERMINISTA | 117 |
| 9.5.1. Ley de recurrencia | 118 |
| 9.5.2. Método de las funciones de Green empíricas | 120 |
| 9.5.3. Fuentes sísmicas estudiadas | 122 |
| 9.5.4. Espectros de respuesta sintéticos para suelo sedimentario (RICC) | 131 |
| 9.5.5. Curvas de peligro sísmico para suelo sedimentario (RICC) | 133 |
| 9.5.6. Comparación con el enfoque clásico | 134 |
| 9.5.7. Espectro sintético de sitio (RICC) | 136 |

| | |
|---|-----|
| 9.6. CONCLUSIONES | 137 |
| CONCLUSIONES | 139 |
| REFERENCIAS | 143 |
| LISTA DE TABLAS Y FIGURAS | 152 |
| ANEXOS | 157 |
| Anexo A. Características geométricas y focales de las fuentes sísmicas y PGA simuladas | 158 |
| Anexo B. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Ometepc calculados con el método de las funciones de Green empíricas | 168 |
| Anexo C. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos calculados con el método de las funciones de Green empíricas | 181 |
| Anexo D. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Guerrero Central calculados con el método de las funciones de Green empíricas | 192 |
| Anexo E. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Petatlán calculados con el método de las funciones de Green empíricas | 206 |

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. JUSTIFICACIÓN

Chilpancingo, Capital del Estado de Guerrero, se encuentra localizada en la Latitud $17^{\circ} 33' 05''$ Norte y Longitud $99^{\circ} 30' 03''$ Oeste, a una altitud de 1263 msnm, con una población aproximada de 300 000 habitantes. En la figura 1.1 se presenta la localización geográfica de la ciudad de Chilpancingo de los Bravo, Guerrero. Se ubica aproximadamente a 208 km de la Ciudad de México y a 90 km del puerto de Acapulco.

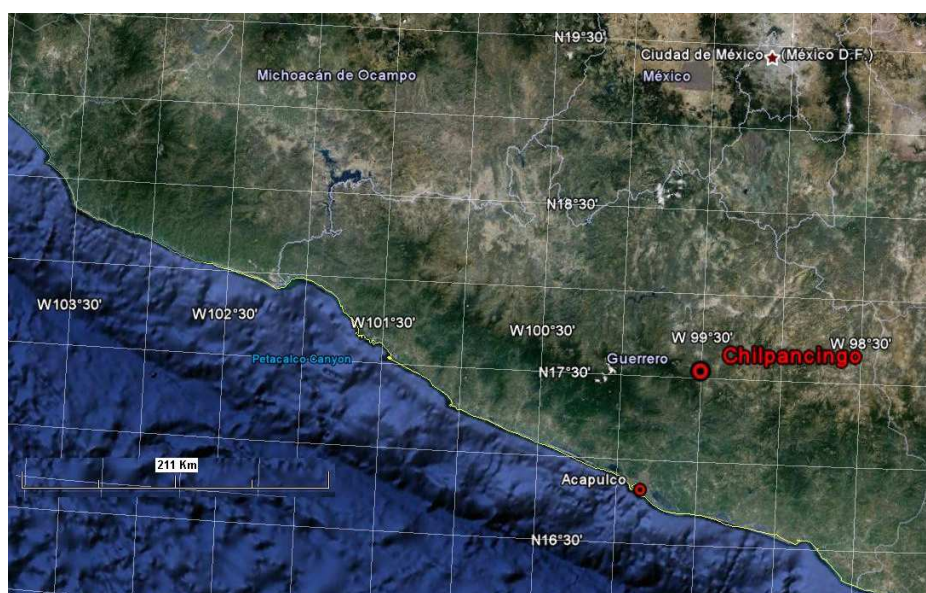


Figura 1.1. Localización geográfica de la ciudad de Chilpancingo de los Bravo, Guerrero (Tomada de Google Earth).

La fuerte sismicidad de la región, provocada por la zona de subducción de la placa de Cocos por debajo de la norteamericana en el Pacífico Mexicano, responsable de la generación de terremotos de gran magnitud, incluyendo algunos mayores que 8.0, ha causado considerables daños en la infraestructura urbana de Chilpancingo a lo largo de la historia. En muchas ocasiones los temblores generados a distancias relativamente cercanas, han provocado daños severos en las construcciones, como ocurrió recientemente con los sismos de julio 1957, marzo de 1979 y de septiembre de 1985. La mayoría de las fuentes sísmicas de la zona de subducción, que representan peligro sísmico para Chilpancingo, que generan eventos de gran magnitud ($M \geq 7.5$), tienen periodos de recurrencia muy cortos.

El sismo del 28 de julio de 1957 ($M=7.5$), es el evento sísmico más reciente de gran magnitud ocurrido a menos de 100 kilómetros de Chilpancingo. A esta ciudad se le asignó una intensidad de VIII (la intensidad tradicionalmente se basaba no en registros instrumentales sino en el nivel de destrucción) y fue la única ciudad, con excepción de la Ciudad de México, que tuvo un extenso daño estructural según Duke y Leeds (1959). Se estimó que una tercera parte de las viviendas y otra tercera parte de edificios comerciales de Chilpancingo sufrieron algún tipo de daño, desde grietas hasta el colapso total. El daño observado fue independiente del tipo de material (adobe, mampostería de tabique y concreto reforzado). Los edificios que estaban en construcción sufrieron daños graves. No se observó una variación sistemática en los daños en construcciones ubicadas en colinas con respecto a las ubicadas en la zona de pendiente más suave, excepto que sobre la pendiente fuerte del lado Oeste las edificaciones

sufrieron daños ligeramente menores. Comparando el nivel de daño de las construcciones de las tres poblaciones más cercanas a Chilpancingo, se encontró una gran diferencia. En Zumpango de Neri no hubo daños, en Petaquillas se observaron algunas grietas leves en muros de adobe, en Mazatlán también se reportaron daños menores en construcciones sencillas. En la figura 1.2 se presenta el mapa y secciones geológicas de la región de Chilpancingo modificado de Duke y Leeds (1959), donde se puede observar el tipo de formaciones geológicas y espesores de los materiales, especialmente el del material sedimentario (suave), sobre el que se ubican cada una de las poblaciones cercanas a Chilpancingo. Se puede observar que, en Chilpancingo se ubican las peores condiciones estratigráficas, responsables de la respuesta indeseable del terreno ante sismo.

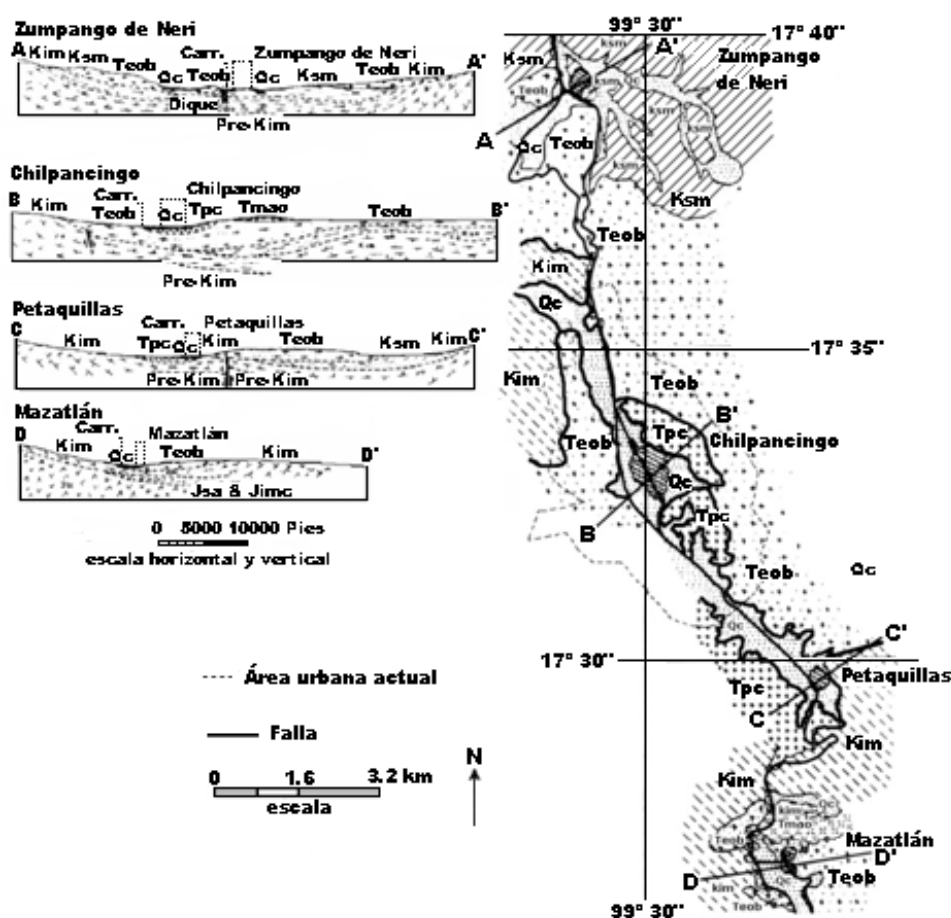


Figura 1.2. Mapa y secciones geológicas de la región de Chilpancingo modificado de Duke y Leeds (1959).

A partir del año de 1960, el área urbana de la ciudad de Chilpancingo ha tenido un gran crecimiento, pero también han ocurrido otros eventos sísmicos importantes como el sismo del 14 de marzo de 1979 y los sismos de septiembre de 1985. Se ha observado siempre la misma tendencia de la intensidad de los daños en construcciones en la región que la del sismo del 28 de julio de 1957, es decir, siempre mayores en Chilpancingo con respecto a las poblaciones cercanas como son Zumpango de Neri, Mazatlán y Petaquillas (hoy conurbada). En la ciudad de Chilpancingo, los mayores daños en las construcciones se han observado especialmente en sitios donde el espesor de suelo sedimentario es mayor, en este caso el centro de la ciudad, prueba de ello son los sismos históricos del 4 de mayo de 1820 al cual se le asignó una intensidad de IX (M 7.6), al del 16 de enero de 1902 una intensidad entre VIII-X (M 7.0) y al del 15 de abril de 1907 una intensidad de IX (M 7.6), las cuales son muy altas.

En la figura 1.3 se presentan los espectros de respuesta elástica para un 5% de amortiguamiento crítico, observados en las estaciones CHI1 ubicada en suelo sedimentario de Chilpancingo, y SCT localizada en suelo blando de la Ciudad de México. Se observa una amplificación importante para un periodo aproximado de 2.0 s en ambas ciudades en las componentes EO y ordenadas de aceleración de 936.81 cm/s^2 en SCT y 661.20 cm/s^2 en CHI1. Aunque para el caso de Chilpancingo el pico máximo se presenta en un periodo de aproximadamente 1.0 s para una ordenada de aceleración máxima de 798.75 cm/s^2 . Es importante enfatizar que el caso de amplificación sísmica de Chilpancingo es comparable al de la Ciudad de México. Además, se observó una mayor aceleración máxima del suelo en Chilpancingo comparada con la presentada en la Ciudad de México, considerando que ambas ciudades están situadas aproximadamente a la misma distancia del epicentro del sismo del 19 de septiembre de 1985.

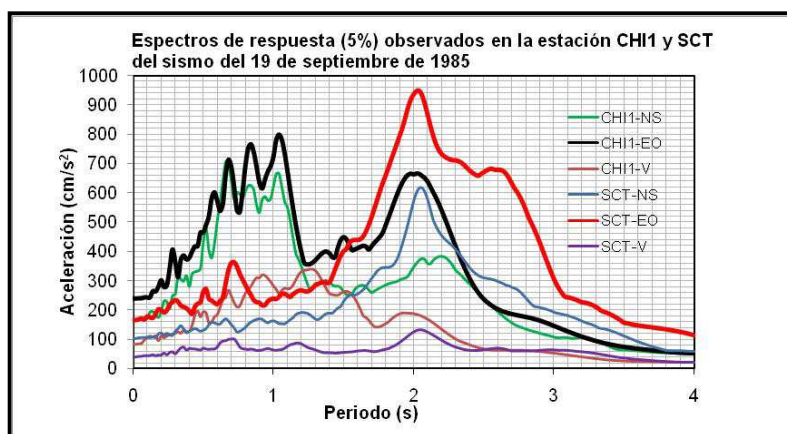


Figura 1.3. Espectros de respuesta elástica observados en suelo sedimentario de Chilpancingo (CHI1) y la Ciudad de México (SCT) del sismo del 19/09/1985.

Durante un evento sísmico, las condiciones locales de un sitio, y en menor medida las irregularidades topográficas de la superficie, pueden jugar un papel determinante en los efectos de amplificación del movimiento del suelo y del nivel de la severidad del daño a las construcciones y otros sistemas vitales. En la ciudad de Chilpancingo se aprecia que el relieve topográfico está formado por una secuencia de lomeríos o colinas con pendiente accidentada y con un acelerado crecimiento urbano hacia las partes con pendiente fuerte. Estas irregularidades topográficas sugieren la posibilidad de un efecto de amplificación de la respuesta sísmica del suelo y un riesgo de deslizamientos sísmicos del suelo. En el valle de Chilpancingo se han observado fuertes amplificaciones del movimiento sísmico del suelo (efectos de sitio) durante sismos de gran magnitud (Gómez Bernal *et al.*, 1999), por lo que se justifica un estudio de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, dada su importancia política, social y económica.

Uno de los aspectos más importantes a investigar en el presente estudio, consistió en saber cuáles son los factores que más influyen en la amplificación sísmica del subsuelo del valle de Chilpancingo. Para saber esto, se pueden hacer las siguientes preguntas, ¿cuánto influye la cercanía con las zonas de ruptura de la mayoría de los temblores de subducción que se generan en el Estado de Guerrero?, y por otro lado, ¿cuánto influyen las condiciones Geológicas y Topográficas locales?

En los estudios de Amplificación Sísmica, normalmente se consideran modelos simplificados unidimensionales (1D) para representar el efecto de la propagación de las ondas sísmicas sobre los diferentes sub-estratos de suelo. Sin embargo, a raíz de un gran número de observaciones recientes sobre los efectos de temblores intensos, se ha mostrado que existe una considerable complejidad en la

forma en que se presentan los efectos de amplificación (Faccioli, 2003), como consecuencia de una combinación desfavorable de efectos de la fuente, y de la geología del sitio. Debido a las condiciones geológicas y topográficas especiales del valle de Chilpancingo, se provocan amplificaciones locales importantes del suelo, que aunado a la fuerte sismicidad de la región, resultan de mucho interés desde el punto de vista de la ingeniería sísmica geotécnica. Todos estos elementos hacen interesante y necesario estudiar el peligro sísmico del lugar.

La modelación del movimiento sísmico del suelo del valle de Chilpancingo es difícil de definir, con fines de estudiar las amplificaciones dinámicas del suelo, debido a la compleja Geología y Topografía. Gracias a la información Geológica estimada y a los registros sísmicos existentes de aceleración observada, se logró proponer modelos 1D para justificar el mecanismo de amplificación del movimiento del suelo.

Para describir el peligro sísmico del valle de Chilpancingo, se utilizaron las herramientas, así como las bases teóricas y analíticas de la sismología y de la ingeniería sísmica geotécnica, principalmente, con base en la información acelerométrica y geológica disponible. El marco teórico para el estudio de los efectos de sitio, se centró principalmente en evidencias históricas, instrumentales y teóricas, como se indica a continuación:

- Observación de daños
- Métodos de análisis de registros de microtemores (vibración ambiental)
- Efectos topográficos de superficie y geometría del valle
- Cocientes espectrales
- Análisis de ondas de cuerpo

El marco teórico en que se apoyó el presente trabajo de investigación, consistió en utilizar las técnicas, métodos y metodologías existentes adaptadas a las condiciones de la zona de estudio. La mayor aportación del trabajo se centró principalmente en la caracterización geológica y determinación de los efectos de sitio, así como en el análisis de peligro sísmico con enfoque determinista y probabilista. Todos los elementos señalados anteriormente, son ingredientes suficientes que justifican un estudio de peligro sísmico para el valle de la ciudad de Chilpancingo, Guerrero.

1.2. OBJETIVOS

Objetivo general

Desarrollar un estudio de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, con los enfoques de Análisis de Peligro Sísmico Determinista (APSD) y de Análisis de Peligro Sísmico Neo-Determinista (APSND) con las variantes propias de las condiciones locales, con atención especial en la determinación de los efectos de sitio, con el firme propósito de valorar de manera realista el peligro sísmico y así coadyuvar con el mejoramiento del diseño sismo-resistente de las construcciones con la integración de los resultados en el reglamento de construcciones vigente.

Objetivos específicos

Los objetivos específicos, consisten:

- Plantear la estrategia de solución del problema
- Identificación de las fuentes sísmicas que generan peligro sísmico
- Caracterización geológica con el método SPAC

- Probar modelos para la estimación del movimiento fuerte del suelo
- Proponer relaciones entre PGA, PGV e IMM
- Estudiar los efectos de sitio
- Determinar los análisis de peligro sísmico determinista y Neo-Determinista

De manera general las principales metas de este trabajo se centran en:

1. Identificar y caracterizar la fuente sísmica. ¿Cuál es el sismo de diseño para Chilpancingo?
2. Obtener relaciones de atenuación. ¿Cuál es la aceleración máxima esperada en suelo sedimentario y firme del valle de Chilpancingo?
3. Estimar daños en construcciones. ¿Cuál es el nivel de daño esperado en las construcciones?
4. Valorar los efectos de sitio. ¿Cuáles son las amplificaciones del movimiento sísmico del suelo sedimentario?
5. Evaluar el peligro sísmico. ¿Cuál es el espectro de diseño para suelo sedimentario y firme para Chilpancingo?

Los resultados de las metas anteriores, justifican, explican y evalúan el peligro sísmico del valle de Chilpancingo, es decir, son los aspectos fundamentales del presente trabajo, con el propósito de obtener las conclusiones y recomendaciones finales adecuadas.

La mayor contribución del presente trabajo de tesis consistió en identificar, plantear y explicar el problema de amplificación de la respuesta sísmica del suelo sedimentario del valle de Chilpancingo. Para lograr esto, se utilizó la información acelerométrica disponible, así como modelos 1D con base en modelos geológicos determinados con el método SPAC y además mediciones de ruido ambiental. Se identificaron todas las posibles fuentes sísmicas que pueden producir un apreciable peligro sísmico, tomando en consideración los trabajos previos más importantes y recientes en este tema (Singh *et al.*, 1981; Zúñiga *et al.*, 1993; Nishenko y Singh, 1987; Zúñiga y Max, 2001), para realizar un análisis de peligro sísmico determinista y neo-determinista.

Además, se consideró importante buscar una relación entre la aceleración máxima del terreno (PGA) y la velocidad máxima del terreno (PGV) observadas en los diferentes sitios instrumentados, con las Intensidades de Mercalli Modificada observadas de isosistas de los sismos más intensos de los últimos años, con el propósito de correlacionar daños observados en sismos del pasado (para los cuales no se cuenta con registros) con espectros esperados de respuesta elástica observados. Usando las Aceleraciones máximas del terreno observadas en los diferentes tipos de suelo se predice, para varios escenarios sísmicos, las máximas aceleraciones del terreno que se pueden esperar.

Con el análisis del procesamiento de los registros acelerométricos observados, comparados estos con modelos 1D de la propagación de las ondas de cortante a través de modelos geológicos y geotécnicos, en ambos casos considerando efectos bidireccionales, se encontró que los modelos 1D no explican completamente las amplificaciones sísmicas (sólo en periodo, más no en amplitud). Debido a la poca información acelerométrica con que se cuenta de las diferentes fuentes sísmicas identificadas que producen considerable peligro sísmico para Chilpancingo, y además de la carencia de grandes sismos en la base de datos generados a distancias cercanas (a menos de 100 km), partiendo de los métodos actuales de análisis de peligro sísmico se tuvo la necesidad de implementar la generación de acelerogramas sintéticos, con el método de las funciones de Green empíricas, con el propósito de valorar el peligro sísmico.

1.3. ALCANCES

Fue necesario aplicar técnicas y métodos basados en evidencias históricas, instrumentales y teóricas, para determinar los efectos de sitio de manera confiable, y así proponer una metodología precisa y práctica para el estudio del peligro sísmico del valle de Chilpancingo. No se logró realizar modelos 2D o 3D del valle de Chilpancingo, con el propósito de estudiar las amplificaciones sísmicas del suelo.

Para la ciudad de Chilpancingo fue necesario identificar y caracterizar todas las posibles fuentes sísmicas que generan actividad sísmica en la región. También fue importante determinar la caracterización geológica del subsuelo del valle de Chilpancingo con sondeos convencionales y métodos basados en análisis de microtemores (método SPAC), con el propósito de generar modelos de la estratigrafía y de la corteza del subsuelo a mayores profundidades (hasta suelo firme), que describan de manera más realista su comportamiento sísmico.

El marco teórico de partida se basó en los trabajos previos realizados para la región de Chilpancingo en relación con la Geología, Sismología e Ingeniería Sísmica. Se integró un estudio de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, considerando el estado del arte nacional e internacional en la materia, así como las variantes aportadas, de tal manera que sirva como un referente para futuros trabajos de otros centros urbanos sujetos a fuerte sismicidad.

Los alcances de este trabajo consistieron en definir y determinar los aspectos más relevantes que debe contemplar un estudio de peligro sísmico, los cuales se indican a continuación:

En el capítulo 3 se obtuvieron las condiciones geológicas, geotécnicas y topográficas que prevalecen en el valle de Chilpancingo, mediante las técnicas y métodos convencionales. Posteriormente, en el capítulo 4 se obtuvo una caracterización geológica del valle de Chilpancingo mediante el método SPAC, con el propósito de realizar modelos 1D que expliquen las amplificaciones sísmicas observadas. Más adelante, en el capítulo 5 se identificaron y caracterizaron todas las posibles fuentes sísmicas que pueden generar peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, con el propósito de valorarlo. Enseguida, en el capítulo 6 se determinaron relaciones de atenuación que predicen la aceleración máxima del terreno en suelo sedimentario y firme considerando información de todas las fuentes sísmicas identificadas, así como espectros de respuesta estimados. Después, en el capítulo 7 se obtuvieron relaciones entre PGA o PGV contra IMM, así como espectros estimados de intensidad. Posteriormente, en el capítulo 8 se evaluaron los efectos de sitio en la ciudad de Chilpancingo, con las técnicas H/V o HVSR usando registros acelerométricos observados, con cocientes espectrales H/V mediante microtemores y con modelos 1D utilizando modelos geológicos. Finalmente, en el capítulo 9 se realizó el Análisis de Peligro Sísmico con enfoque Determinista y Neo-Determinista con resultados interesantes.

Este trabajo contempla el aspecto analítico y de campo. La parte analítica consistió en el procesamiento de los registros sísmicos observados, de las mediciones de ruido ambiental y acelerogramas sintéticos. En el campo se comprobó la geología, la ubicación de los sondeos del subsuelo realizados, medición de microtemores, así como recorridos al sitio de estudio. De esta manera se cubrieron todos los aspectos que hicieron posible alcanzar los objetivos del presente trabajo.

Se aborda la problemática específica sobre peligro sísmico para el valle de Chilpancingo, sin tocar el riesgo sísmico. Por otro lado, debido a la claridad expresada en las técnicas utilizadas y en el procedimiento general, se deja la posibilidad de que el lector utilice la información y resultados obtenidos para resolver su propio problema.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1. ESTUDIOS PREVIOS EN CHILPANCINGO

Duke y Leeds (1959), fueron los primeros en identificar anomalías de tipo geológico en Chilpancingo, al observar un mayor daño estructural debido al sismo del 28 de julio de 1957 comparado con las poblaciones más cercanas, infiriendo que esto se debía a mayores espesores de suelo sedimentario.

Gama García A. (1992), realizó una Propuesta de Microzonificación Sísmica para la ciudad de Chilpancingo, Guerrero, los resultados más importantes obtenidos en este estudio, fueron un Mapa de Isoperiodos, determinado con Vibración Ambiental (ruido ambiental) y la identificación de dos zonas: suelos rígidos (tipo I) y suelos de baja rigidez (tipo II).

Gómez Bernal A. *et al.*, (1999, 2000, 2007), estudiaron la amplificación sísmica en Chilpancingo, Guerrero, y encontraron que son dos los factores que hacen que sea un lugar con alto peligro sísmico; por una parte, la cercanía de la ciudad con las zonas de ruptura de la mayoría de los temblores de subducción que se generan en el Estado de Guerrero y por otro lado, la geología y estratigrafía del valle sobre el cual se ubica. Estos dos factores generan amplificaciones muy grandes del movimiento del suelo, como lo demuestra con el análisis de los registros de aceleración de sismos observados en los últimos 25 años.

Gómez *et al.*, (2007) hace recomendaciones para realizar un análisis confiable de peligro sísmico de la ciudad de Chilpancingo: por ejemplo, sugiere que deben contemplarse al menos tres escenarios sísmicos. En el primero la ocurrencia de un sismo con una magnitud entre 7.6 y 7.8, originado en el segmento sísmico Acapulco-San Marcos (**ASM**), con una distancia aproximada al epicentro de 100 kilómetros, en un lapso relativamente corto, tomando en consideración el periodo de 50 años transcurrido entre los eventos de 1907 y 1957. En el segundo, la ocurrencia de un evento sísmico con magnitud entre 7.9 y 8.2 con epicentro localizado aproximadamente a 150 kilómetros de Chilpancingo, en el segmento sísmico Guerrero Central (**GC**). Finalmente, en el tercero, considerar la posibilidad de que ocurra un temblor de magnitud cercana a 7.0, en fuente sísmica Local (**L**), con epicentro a menos de 50 kilómetros, como el terremoto del 16 de enero de 1902. Además, llega a la conclusión de que es correcta la zonificación sísmica del valle de Chilpancingo, desde el punto de vista de la ingeniería de cimentaciones y también de la medición de ruido ambiental, porque se consideran para tales efectos, las capas más superficiales del subsuelo, en donde se han distinguido dos tipos de zonas, una de suelo firme (rígido) y la otra de baja rigidez (suelo sedimentario), clasificación que se contempla en el vigente reglamento de construcción de este municipio. La técnica basada en la medición de ruido ambiental solo involucra la parte superficial del subsuelo, sin embargo, los depósitos gruesos profundos de material arcilloso de la formación Chilpancingo (**Tpc**) pueden inducir efectos importantes en la amplificación sísmica del movimiento del suelo.

Del análisis de todos los registros acelerométricos, Gómez *et al.*, (2007) concluyen que, en los espectros de Fourier, generalmente los periodos largos dominan las ordenadas, incluso periodos de 2.5 s; esto mismo se detectó en los espectros de respuesta, además se observó que a mayor magnitud del sismo es más grande la influencia de ondas de periodo grande. También, definen que para temblores de grandes magnitudes ($M > 6.5$) no es predominante la respuesta del suelo calculada con ruido ambiental, el periodo así estimado se encontró en aproximadamente 0.60 s para la zona más blanda del valle (centro de la ciudad). Encontraron que el movimiento del suelo en roca y en suelo sedimentario tienen bastante coincidencias (contenido de frecuencia), además de que en el análisis de direccionalidad no se observó una clara polaridad en el movimiento del suelo, lo que indica que pueden ser nulos o bajos los efectos de amplificación del suelo debido a la topografía, a reserva de un estudio más amplio.

Asimismo, expresan que los sismos con mecanismo de falla normal producen aceleraciones más altas y que la energía se concentra en una banda de periodos más baja, comparado con los eventos de mecanismo de falla inversa en el subsuelo de Chilpancingo. Finalmente, observaron que la relación de aceleraciones máximas verticales entre máximas horizontales siempre es alta, generalmente del orden del 50% en Chilpancingo y de 80% en Petaquillas.

Para este estudio se ordenó un sondeo SM1-CU, determinándose la estratigrafía, un estudio geosísmico y la caracterización de las propiedades dinámicas del subsuelo. Dicha información fue usada adecuadamente para generar modelos de propagación de ondas en una y dos dimensiones, con el propósito de comprender mejor el fenómeno de la amplificación que se genera durante movimientos intensos del suelo en el valle de Chilpancingo.

Del análisis de efectos de sitio con ondas de cuerpo, se hallaron discrepancias entre observaciones y simulaciones, tanto en las funciones de transferencia como en los espectros de respuesta, demostrando que la amplificación del movimiento del suelo en el valle de Chilpancingo, no se debe en su totalidad a la incidencia de ondas de cortante, sino que existen otros factores importantes. La amplificación debida a este tipo de ondas se concentra en periodos menores de 0.50 s, mientras que, al estudiar simultáneamente los registros en tres sitios del valle, estación ubicada en suelo firme (CHIL), estación ubicada en suelo (RICA) y estación ubicada en suelo sedimentario (RICC), se obtienen amplificaciones en el rango de periodos de 1.0 a 2.5 s, indicando que la amplificación debido a ondas superficiales, juega un papel importante en los efectos de amplificación del valle.

Con respecto al análisis de efectos de sitio con ondas superficiales, estudiaron las características de dispersión de las ondas Rayleigh generadas por el sismo del 14 de septiembre de 1995. Calcularon curvas teóricas de dispersión a partir de datos geológicos y estimaron las curvas de dispersión a partir del acelerograma registrado en la estación RICC. Observaron del análisis de funciones de transferencia, que los espectros de amplificación de ondas superficiales dependen del número de estratos del sistema de suelo, así como del cambio en el módulo de rigidez entre estratos contiguos. Además, encontraron bastante coincidencia al comparar las funciones de transferencia observadas con las calculadas. Cuando se comparan los efectos de las amplificaciones de sitio debidas a ondas de cortante (S), se encuentra una fuerte diferencia en las relaciones espectrales de las funciones de transferencia observadas con las calculadas. Mientras que las amplitudes observadas son significativas en periodos largos (0.50 a 3.0 s), la máxima amplificación, o primer modo de vibración del suelo en cortante, ocurre en 0.35 s. Por lo tanto, los periodos predominantes del suelo se deben a los modos de las ondas superficiales, dejando en claro que para la mayoría de las estructuras de ingeniería civil, los efectos de amplificación de ondas superficiales son de gran importancia.

Finalmente, también determinan la respuesta máxima esperada del suelo con funciones de atenuación usando un análisis de regresión, a partir de aceleraciones máximas del suelo registradas durante eventos con magnitudes mayores a 6.5 de sismos de subducción y se propusieron espectros de respuesta para los tres escenarios sísmicos a partir de las aceleraciones máximas del suelo y de la envolvente de espectros normalizados originados a distancias menores de 270 kilómetros y con magnitudes mayores de 6.5.

2.2. REVISIÓN DE MÉTODOS PARA EL CÁLCULO DEL PELIGRO SÍSMICO

Los métodos utilizados para evaluar la peligrosidad sísmica de un sitio o lugar pueden ser deterministas y probabilistas. Ambos consideran la sismicidad como un fenómeno estacionario, y suponen que los sismos que ocurrirán en el futuro serán de las mismas características que los sucedidos en el pasado. Como la hipótesis no refleja bien la realidad física, también se han considerado modelos

no estacionarios que tienen en cuenta la diferente probabilidad de ocurrencia de los sismos antes y después de un sismo de notable magnitud (Campos-Costa y Duarte, 1992).

Los métodos deterministas analizan la sismicidad propia de cada fuente sísmica que afecta al sitio cuya peligrosidad se estudia, con el objeto de estimar el máximo sismo potencial o que razonablemente se puede esperar en cada una de ellas. Este es el único sismo considerado en el análisis y se acepta que volverá a repetirse en el futuro. Por lo tanto, mide la contribución de la fuente sísmica al peligro sísmico en el sitio. Para estimar su tamaño, normalmente se consideran datos de paleosismicidad, sismicidad histórica (dada sólo por documentos y referencias, y evaluada únicamente por la intensidad) y de sismicidad instrumental (que incluye registros y puede ser medida también con escalas de magnitud). Este máximo sismo potencial o razonablemente esperable, se sitúa en el lugar de cada fuente sísmica más próximo al sitio, punto al que, mediante una ley de atenuación, se traslada el parámetro (velocidad, aceleración, etc.) que expresa el efecto del sismo. La peligrosidad final se toma como el máximo de las acciones correspondientes a todas las fuentes sísmicas. Si las fuentes sísmicas no han sido definidas, el proceso se realiza considerando directamente los efectos de cada sismo de la región que rodea al sitio.

Como se puede entender, las hipótesis de partida del método determinista son muy discutibles, ya que es difícil estimar el máximo sismo potencial y además este puede no volver a repetirse con las mismas características. De hecho, la práctica señala la ocurrencia en muchas fuentes sísmicas de sismos mayores que los comprendidos en el catálogo sísmico utilizado ya que estos catálogos son, a menudo incompletos. Estos problemas, aunados a que el resultado de los métodos deterministas sólo informan sobre el valor máximo del parámetro elegido, hacen que sean poco utilizados en la actualidad.

Los métodos probabilistas parten del conocimiento de la sismicidad local del pasado para deducir las leyes estadísticas que regirán la actividad sísmica futura de cada una de las fuentes sísmicas identificadas y valoradas. Con ello, se estima la probabilidad de que los distintos niveles de movimiento del suelo en el sitio sean superados en un periodo de tiempo dado. En este caso, una vez identificadas las fuentes sísmicas, la actividad de cada una de ellas se expresa con una ley de recurrencia de la forma Gutenberg-Richter, es decir, se caracteriza. Un procedimiento común es, al igual que en los métodos deterministas, una ley de atenuación adecuada que traslada la influencia de cada fuente sísmica al sitio de análisis y la peligrosidad se evalúa sumando la influencia de todas las fuentes sísmicas consideradas. Esto proporciona una curva de probabilidad anual de excedencia (superación) de diferentes valores del parámetro elegido.

A diferencia de los métodos deterministas, que se apoyan en estimaciones del valor máximo, los métodos probabilistas proporcionan la probabilidad correspondiente a supuestos muy variados. De esta manera, es posible elegir el valor que corresponde al tipo de estructura que se quiere diseñar. Esta ventaja, unida al hecho sismológicamente significativo de no basarse en un valor máximo sino en consideraciones estadísticas, (cuya validez quedará limitada por la extensión y homogeneidad de la muestra de sismos, y su capacidad de incluir todos los eventos más importantes), ha motivado que los métodos probabilistas sean hoy mucho más empleados que los deterministas. Por ello serán objeto de un análisis más extenso.

Los dos enfoques comentados anteriormente constituyen el estado del arte de los estudios de peligro sísmico. Con pequeñas variantes, estos dos métodos son ampliamente utilizados a nivel mundial. Desde el punto de vista del autor, los dos métodos deben ser aplicados en estudios de peligro sísmico como una medida referencial.

2.3. METODOLOGÍA ACTUAL PARA LA VALORACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO

Las primeras aproximaciones para el diseño sísmico de instalaciones críticas como pueden ser las plantas nucleares han caracterizado el peligro sísmico usando enfoques deterministas. Cálculos aproximados deterministas de los movimientos del terreno son típicamente hechos para un solo gran escenario cuya magnitud (y posiblemente otro parámetro de la fuente) y la distancia más cercana son especificados. Sin embargo, dadas las incertidumbres en el tiempo, localización y magnitud de futuros sismos, y los objetivos de la ingeniería sísmica basados en desempeño (Structural Engineers' association of California Vision 2000, 1996; FEMA 273; EERI, 1998), es frecuentemente más significativo usar un enfoque probabilista en la caracterización del movimiento del suelo que un sitio dado experimentará en el futuro. Un análisis probabilista de peligro sísmico lleva a explicar los movimientos del suelo de un intervalo completo de magnitudes sísmicas que pueden ocurrir en cada falla o fuente sísmica que puede afectar al sitio. El análisis probabilista de peligro sísmico integra numéricamente esta información usando teoría de probabilidad para producir la frecuencia anual de excedencias de cada diferente nivel de movimiento del suelo para cada parámetro de interés de movimiento del suelo.

Los enfoques probabilistas para la caracterización del peligro sísmico son muy compatibles con las tendencias actuales en ingeniería sísmica y el desarrollo de códigos de construcción, con quien tiene vínculos el concepto de diseño basado en desempeño. En contraste con el enfoque tradicional, el diseño basado en desempeño, necesita una explícita predicción del desempeño de la estructura en cada uno de los niveles postulados de movimiento del suelo, correspondiendo a una serie de objetivos de desempeño. Los objetivos de desempeño son que las construcciones puedan tener funcionamiento continuo durante movimientos del suelo frecuentes, restringir el daño a elementos no estructurales para movimientos del suelo menos frecuentes, y prevención del colapso para movimientos del suelo extraordinarios. Cada objetivo de desempeño está asociado con una probabilidad anual de ocurrencia, con incremento indeseable de desempeño, características causadas por incremento de los niveles de movimiento fuerte del suelo teniendo probabilidad anual de ocurrencia con valor decreciente.

El objetivo de este capítulo es suministrar una visión general de cómo es evaluado el peligro sísmico y determinado el riesgo sísmico en la práctica actual de la ingeniería estructural en el mundo, esto dentro del contexto tan rápidamente cambiante del marco de trabajo de la ingeniería sísmica, del cual se hace un resumen a continuación. Aunque la meta del presente trabajo es valorar el peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, es importante presentar una visión del estado actual del cálculo del riesgo sísmico a nivel mundial. La metodología usada en la práctica de la ingeniería sísmica para evaluar y mitigar el riesgo sísmico contempla:

1. Caracterización de la fuente sísmica
2. Modelos de estimación del movimiento fuerte del terreno
 - 2.1. Modelos empíricos del movimiento del terreno
 - 2.2. Variabilidad en los movimientos del terreno
 - 2.3. Modelos mejorados del movimiento del terreno
 - 2.4. Modelos numéricos del movimiento del terreno
3. Evaluaciones deterministas del peligro del movimiento del terreno

4. Evaluaciones probabilistas del peligro del movimiento del terreno
5. Evaluación de la vulnerabilidad estructural
6. Valoración del riesgo sísmico
7. Riesgo sísmico remanente
8. Medidas de mitigación del riesgo sísmico
9. Códigos sísmicos de construcción

La metodología anterior para valorar el riesgo sísmico está basada principalmente en la experiencia de la ingeniería sísmica desarrollada en Japón y Estados Unidos de Norteamérica (Somerville P. y Moriawaki Y., 2003; Nakayama W. *et al.*, 2004). Desde el punto de vista del autor, la valoración del riesgo sísmico en México carece de la interacción de todos los especialistas involucrados en el tema.

En una evaluación del peligro sísmico para un sitio dado, es necesario identificar las fuentes sísmicas sobre las cuales los sismos futuros probablemente ocurrirán, para estimar las magnitudes y frecuencia de ocurrencia de sismos en cada fuente sísmica, así como determinar la distancia y orientación de cada fuente sísmica en relación al sitio. Si se usa un enfoque determinista para caracterizar los movimientos del suelo, entonces se emplea un solo escenario sísmico para representar el peligro sísmico, y su frecuencia de ocurrencia no influye directamente en el nivel de peligro. Si se usa un enfoque probabilista, entonces los movimientos del suelo de un gran número de posibles sismos son considerados, y sus frecuencias de ocurrencia son parámetros clave en el análisis.

Las relaciones de atenuación más simples del movimiento del suelo predicen parámetros del movimiento del suelo usando un modelo simplificado en el cual los efectos de la fuente sísmica están representados por la magnitud de momento sísmico. Los efectos de la propagación de ondas de la fuente sísmica al sitio están especificados por una distancia. Finalmente los efectos de sitio están especificados por una categoría del sitio (clasificación geotécnica), usualmente basadas en criterios geológicos o en la velocidad de la onda de cortante de los materiales superficiales (sedimentos). Las relaciones de atenuación determinadas de esta manera, se podrán denominar modelos empíricos del movimiento del suelo. A partir de los modelos empíricos del movimiento del suelo se pueden hacer representaciones tan complejas como se desee.

El enfoque determinista generalmente supone evaluar valores de parámetros de movimiento del suelo sobre un sitio para un evento sísmico específico usando relaciones de atenuación empírica, o menos frecuentemente, usando análisis más sofisticados para la determinación de las relaciones de atenuación. Y dadas las incertidumbres en el tiempo, localización, y magnitud de los futuros sismos, y la incertidumbre en el nivel del movimiento del suelo que un sismo especificado puede generar sobre un sitio particular, es frecuentemente apropiado usar un enfoque probabilista para caracterizar el movimiento del suelo que un sitio dado experimentará en el futuro. Un análisis de peligro sísmico probabilista toma en cuenta movimientos del suelo de un intervalo completo de magnitudes sísmicas que pueden ocurrir sobre cada falla o fuente sísmica que pueden afectar al sitio (Cornell, 1968).

En general, el riesgo sísmico es definido como la probabilidad de pérdidas debido a eventos sísmicos en un tiempo determinado. Por lo tanto, tomando el significado típico de riesgo sísmico, se considera la probabilidad estimada de incurrir en algunas pérdidas por eventos sísmicos. El nivel esperado de pérdidas es algunas veces usado más que la probabilidad de pérdidas. El término pérdidas es definido de muchas maneras, algunas comunes son: pérdidas de vidas humanas debido al colapso de las

construcciones por el sismo, pérdidas monetarias debido a los daños producidos por el sismo sobre la construcción, y pérdidas por no funcionamiento de la construcción después del sismo.

Los demás conceptos están vinculados a decisiones de carácter político (instituciones federales, estatales y municipales), donde cada institución de acuerdo a su función, enfoca su atención a la seguridad de ciertas construcciones, y por lo tanto, emprenden sus propias medidas de mitigación y finalmente lo llevan a los Reglamentos de Construcciones o a normativas técnicas.

En el presente trabajo se aplicó la metodología que se describe a continuación. Se determinó la caracterización de las diferentes fuentes sísmicas identificadas con potencial sísmico que pueden generar peligro sísmico para Chilpancingo, y que está de acuerdo con los trabajos realizados por diferentes autores para la región en estudio (Singh *et al.*, 1981; Zúñiga *et al.*, 1993; Nishenko y Singh, 1987; Zúñiga y Max, 2001). Para valorar los movimientos fuertes del terreno en el sitio, se usaron métodos simplificados como las relaciones de atenuación empíricas usando registros de sismos observados y registros sintéticos obtenidos con el método de las funciones de Green empíricas.

La valoración del peligro sísmico en un determinado sitio (Chilpancingo), se realizó mediante dos enfoques, determinista y neo-determinista. En el primer caso, se valoró usando relaciones de atenuación empíricas que predicen la respuesta máxima del suelo, considerando información de todas las fuentes sísmicas identificadas, debido a la poca información acelerométrica de cada una de ellas. En el caso del enfoque neo-determinista, se planteó un método muy particular al considerar sismos sintéticos generados en las fuentes sísmicas de Ometepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán (las más cercanas al sitio y con más potencial sísmico), usando el método de las funciones de Green empíricas, al no contar con un catálogo de registros acelerométricos de grandes sismos con epicentros cercanos (a menos de 100 km).

La principal aportación de este trabajo consistió en determinar funciones de transferencia empíricas usando la técnica denominada Razón Espectral Estándar y compararlas con funciones de transferencia teóricas obtenidas de modelos 1D con base en modelos geológicos determinados con el método SPAC. Se encontró que los modelos 1D no explican completamente las amplificaciones sísmicas observadas a través de acelerogramas registrados. Además, se determinaron los cocientes espectrales H/V calculados mediante registros de sismos intensos y también de ruido ambiental, llegando a la conclusión de que estos también solo justifican el periodo al cual se presenta la máxima amplitud pero no la amplitud obtenida en las funciones de transferencia empíricas de registros acelerométricos observados. Finalmente, en el trabajo se realiza el análisis de peligro sísmico con un enfoque determinista y neo-determinista.

2.4. PELIGRO SÍSMICO: CASO DE ESTUDIO CHILPANCINGO

Considerando la reciente y poca información acelerográfica de sismos intensos de subducción y profundos de cada una de las fuentes sísmicas identificadas, así como de macrosismos de las fuentes más cercanas como son Acapulco-San Marcos y Guerrero Central en el valle de Chilpancingo, fue necesario considerar una metodología que incluyera los factores y condiciones locales.

Al no contar con información acelerográfica de algunos sismos importantes del pasado reciente como el sismo del 28 de julio de 1957, se consideró importante buscar relaciones entre PGA ó PGV con IMM, así como espectros de respuesta calculados en función de la IMM, como una manera de explicar y justificar los daños (APSA).

Por otro lado, se aplicó el análisis de peligro determinista con algunas consideraciones especiales al construir una base de datos de PGA que incluye información de todas las fuentes, para la estimación de una relación de atenuación, pero que evalúa a cada una de las fuentes, considerando su peor escenario sísmico tanto en la magnitud como localización del sismo. En el caso determinista, el enfoque utilizado estuvo apegado al proceder común (APSD).

En este trabajo se le dedicó mucho esfuerzo al estudio de los efectos de sitio, para justificar y explicar las grandes amplificaciones observadas de registros sísmicos con la aplicación de varias técnicas y modelos 1D.

Dadas las condiciones geológicas del sitio (Chilpancingo), la cercanía a los epicentros de los terremotos esperados y a la poca información acelerográfica de sismos intensos de cada una de las fuentes sísmicas, se adaptó un enfoque muy particular para valorar el peligro sísmico, con base en la simulación de sismos sintéticos, con el método de las funciones de Green empíricas. Se caracterizó la sismicidad de las fuentes consideradas (relaciones de recurrencia), considerando en todos los casos las incertidumbres inherentes a la localización del sismo, tamaño del sismo y los parámetros de la predicción del movimiento del suelo (relaciones de atenuación) fueron determinados. Se estimaron las curvas de peligro sísmico únicamente para suelo sedimentario para cada una de las fuentes sísmicas, por medio de sismos sintéticos (APSND).

Con el propósito de esquematizar el procedimiento usado para analizar el peligro sísmico en la ciudad de Chilpancingo, en la figura 2.1 se presenta un diagrama de flujo para lograr este propósito, el cual está apegado a las condiciones locales y a la información disponible.

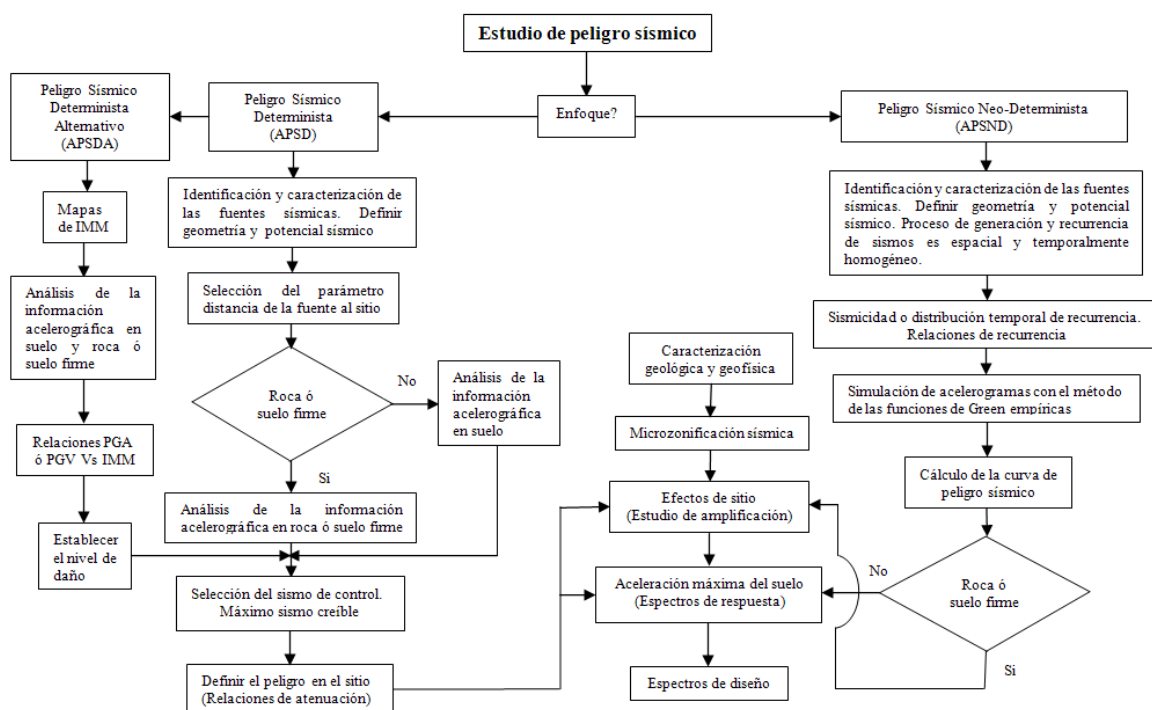


Figura 2.1. Esquema del procedimiento a seguir para valorar el peligro sísmico.

CAPÍTULO 3. CONDICIONES GEOLÓGICAS Y GEOTÉCNICAS

3.1. CONDICIONES GEOLÓGICAS

Para un estudio de peligro sísmico, contar con la descripción detallada de las formaciones geológicas del terreno, es de vital importancia para predecir y justificar la respuesta sísmica del subsuelo, basados en modelos de la corteza. Para obtener la respuesta de sitio del subsuelo en las capas más superficiales, se debe de contar con estudios geotécnicos detallados, con el propósito de identificar amplificaciones sísmicas, y así identificar zonas características de movimiento.

3.1.1. Geología regional

Desde el punto de vista fisiográfico, el área de estudio se encuentra ubicada según Raisz (1962) dentro de la Provincia de la Sierra Madre del Sur, en particular dentro de la subprovincia denominada Cordillera Costera del Sur, que está orientada Sureste-Noroeste y, en esta dirección se extiende 650 km, aproximadamente. La provincia se encuentra limitada al Norte por la altiplanicie Neovolcánica, al Este por la altiplanicie Oaxaqueña, al Sur por la vertiente meridional y al Oeste por la altiplanicie septentrional. En la figura 3.1 se presentan las subprovincias Geológicas identificadas en el Estado de Guerrero, pertenecientes a la provincia de la Sierra Madre del Sur.

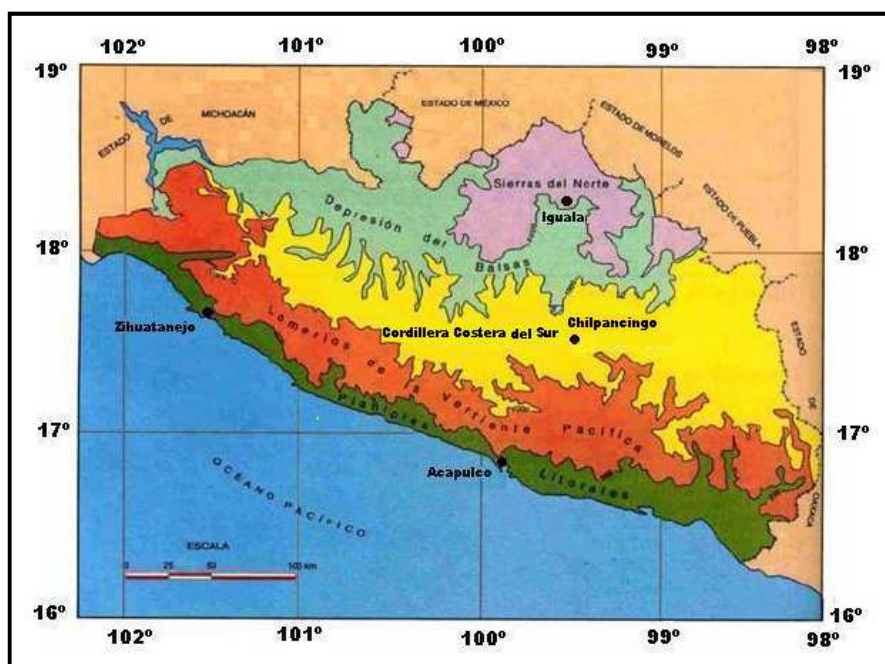


Figura 3.1. Subprovincias Geológicas del Estado de Guerrero pertenecientes a la provincia de la Sierra Madre del Sur.

Los principales rasgos del relieve que presenta la región están controlados por la litología, las estructuras geológicas y el poder erosivo del agua. Las grandes elevaciones del terreno se encuentran comúnmente formadas o coronadas en su totalidad por rocas duras (calizas, cuerpos ígneos o rocas metamórficas) de las formaciones Morelos, Alquitrán, Agua de Obispo y Xolapa, algunas de estas sierras con elevaciones mayores de 2000 msnm. Las sierras bajas y lomeríos se encuentran constituidos

por rocas suaves (depósitos del Terciario) fácilmente degradables que producen formas suaves y redondeadas con alturas no mayores de 1500 msnm (formaciones Balsas y Mezcala). Los valles se encuentran constituidos por los depósitos cuaternarios producto de la erosión de las rocas más antiguas localizadas en las partes altas. La presencia de sierras y valles corresponden gruesamente a pliegues anticlinales y sinclinales. Aunque los valles representan en algunos casos sinclinales, en otros corresponden a estructuras colapsadas, como es el caso del valle de Chilpancingo.

3.1.2. Geología local

Como resultado de numerosos estudios Geológicos realizados (De Cserna, 1965; León, 1975; Geoservicios, 1988) para la región de Chilpancingo, los materiales que se han identificado en el subsuelo son:

Formación Morelos (Kim), del Mesozoico (Cretácico inferior). Calizas wackestone de miliólidos en ocasiones dolomitizadas. La formación Morelos puede alcanzar hasta los 800 metros de espesor.

Formación Balsas (Teob), del Cenozoico inferior. Conglomerados cementados que aparecen sobre el camino Chilpancingo-Tixtla. Esta formación Balsas cubre la formación Morelos. La formación Balsas puede alcanzar hasta los 700 metros de espesor.

Formación Agua de Obispo (Tmao), del Terciario medio. Rocas volcánicas, tobas, cuarcita y andesita. Esta formación Agua de Obispo sobreyace a la formación Balsas y subyace a la formación Chilpancingo. La Formación Agua de Obispo presenta un espesor de hasta 1000 metros.

Formación Alquitrán (Tma), del Terciario medio (Mioceno). Rocas piroclásticas constituidas por tobas y tobas arenosas. Cubre discordantemente a la formación Agua de Obispo. La formación Alquitrán alcanza hasta los 800 metros de espesor.

Formación Chilpancingo (Tpc), del Terciario-Plioceno. Depósitos clásticos continentales. La formación Chilpancingo tiene un espesor máximo aproximado de 200 metros.

Depósitos Aluviales Antiguos y Recientes (Qc), del Cuaternario. En la zona que se ubica entre los lomeríos y el cauce del río Huacapa, se encuentra una arcilla negra que presenta espesores muy variables. En el cauce del río Huacapa se observan depósitos aluviales recientes constituidos principalmente por gravas mezcladas con arenas y limos. El espesor de los depósitos aluviales antiguos y recientes puede alcanzar hasta 70 metros.

Los espesores que pueden alcanzar las diferentes formaciones Geológicas identificadas en la región de Chilpancingo fueron tomados De Cserna (1965), se presentan con el propósito de tener una idea de los espesores de la corteza de la región, en relación a suelos no consolidados (sedimentarios), firmes y roca, lo cual no quiere decir que dichos espesores se alcancen en el subsuelo del valle de Chilpancingo.

En la figura 3.2 se presenta el mapa Geológico geomorfológico (modificado de Geoservicios, 1988) del valle de Chilpancingo, la localización de las estaciones de registro acelerométrico ubicadas en suelo sedimentario (CHII, RICC y RICA) y firme (CHIL), así como la localización las secciones geológicas A-A' y B-B', determinadas a partir de sondeos eléctricos verticales. Atendiendo las secciones Geológicas y considerando que el espesor de materiales aluviales puede alcanzar los 70 m y la formación Chilpancingo un espesor máximo de 200 m y la formación Balsas entre 60 y 125 m de

espesor máximo, entonces se infiere que para las condiciones locales del valle de Chilpancingo, se puede alcanzar un espesor de aproximadamente 395 m de suelo no consolidado, hasta la formación Morelos (roca caliza).

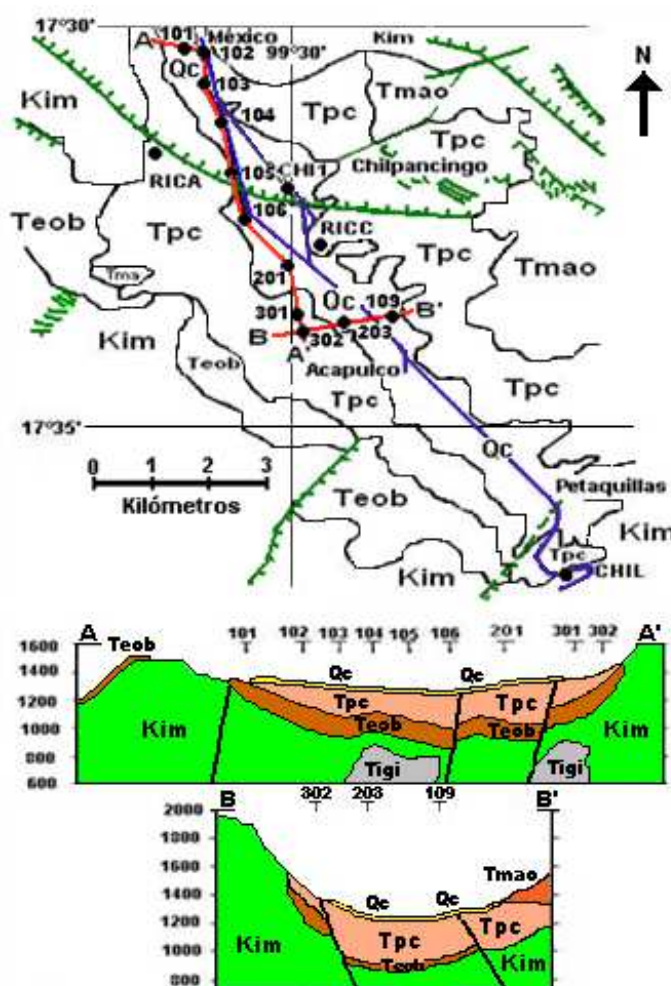


Figura 3.2. Mapa geológico geomorfológico y secciones geológicas del subsuelo del valle de Chilpancingo. (Modificado de Geoservicios, 1988).

3.2. CONDICIONES GEOTÉCNICAS Y GEOFÍSICAS

Para la ciudad de Chilpancingo se han realizado algunos sondeos, unos con mayor precisión y detalle que otros, pero en la mayoría se tiene información de la estratigrafía y de la resistencia a la penetración estándar. Como se observa en la figura 3.3, la mayoría de los sondeos son de poca profundidad a excepción del sondeo S8 (SM1-CU) que se realizó a 53 m de profundidad, con mayor precisión y detalle, determinándole la velocidad de propagación de la onda de cortante.

Según los datos de los sondeos S-1 a S-6, ubicados en el centro de la ciudad de Chilpancingo, a partir de profundidades de 20 ó 25 m se encontraron estratos firmes con alta resistencia a la penetración, similares a la resistencia detectada en el sondeo SM1-CU a partir de 30 m de profundidad. Lo anterior infiere que los mayores espesores de suelo blando se ubican en la parte Sur de la ciudad. Es decir, en el

CAPÍTULO 4. CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA CON EL MÉTODO SPAC

4.1. ANTECEDENTES

La estructura del subsuelo del valle de Chilpancingo ha sido motivo de gran interés debido a que se han observado amplificaciones muy elevadas del movimiento del suelo durante temblores. Así, como consecuencia del severo daño que sufrieran la mayoría de las edificaciones durante el sismo del 28 de julio de 1957, Duke y Leeds (1959), observaron que las características de la estructura estratigráfica del valle de Chilpancingo, conformada por depósitos profundos con sedimentos de mediana rigidez, fue la responsable del daño sufrido. Al analizar los registros acelerográficos de sismos intensos registrados a partir de 1981, Gómez Bernal *et al.*, (1999, 2007), identificaron amplificaciones altas en una banda de periodos largos, entre 1.0 y 3.0 s, además de otro intervalo de periodos menores a 1.0 s. Actualmente, no se cuenta con un modelo del subsuelo geológico-sísmico confiable a profundidades tales que pueda definir adecuadamente los efectos de sitio observados en el valle, dada la alta actividad sísmica de la región y la cercanía de la ciudad con la Costa de Guerrero.

Las condiciones locales de un sitio pueden afectar fuertemente las características del movimiento del suelo durante temblores, es decir, presentando cambios en la amplitud, en el contenido de frecuencias y en la duración. Para poder realizar una estimación más o menos precisa de los efectos del suelo, se requiere determinar la estructura estratigráfica del subsuelo, es decir la variación de la velocidad de ondas de cortante con la profundidad. En las cuencas donde los espesores de sedimentos se extienden a grandes profundidades, como es el caso de la ciudad de Chilpancingo, resulta necesario conocer con más detalle las características de los depósitos profundos, debido a que éstos generan la amplificación de ondas sísmicas de periodo largo (entre 1.0 y 3.0 s). Existen varias técnicas para lograr este objetivo, en general, al utilizar cualquiera de ellas, es posible realizar la inversión de las velocidades de fase de las ondas Rayleigh y se puede obtener el perfil de velocidades de ondas de cortante. Una que se puede aplicar con mucha rapidez y facilidad es la que utiliza las componentes verticales de los microtemblores registrados de manera simultánea por un arreglo de sismógrafos.

Los métodos de exploración sísmica convencionales de reflexión y de refracción son complicados de aplicar en áreas urbanizadas por la limitación de usar una fuente artificial, por lo que cada vez toman más importancia las técnicas basadas en microtemblores. Son varios los métodos que utilizan como base las observaciones simultáneas de microtemblores; por ejemplo, Nakamura (1989) utilizó la relación espectral Horizontal-Vertical (HVSr) para determinar los periodos dominantes. Otros investigadores han aplicado una técnica basada en la inversión de la relación H/V con la que es posible estimar la variación de la velocidad de ondas de cortante, como lo hicieron Arai y Tokimatsu (2004). Aunque este procedimiento ha sido cuestionado por su falta de fundamento teórico (ver por ejemplo, Horike *et al.*, 2001). En la actualidad su aplicación se ha extendido en todas partes, y se utiliza como una herramienta muy versátil para estimar las características del sitio donde se localiza la estación sismográfica o acelerográfica (ver por ejemplo Lozano *et al.*, 2009).

A partir de los primeros trabajos de Aki (1957), se ha demostrado la confiabilidad de las técnicas basadas en mediciones de arreglos de microtemblores, para conocer los perfiles del subsuelo. Recientemente se están empleando cada vez más éstas técnicas que utilizan arreglos de microtemblores, como el método convencional de autocorrelación espacial (SPAC), que requiere al menos de cuatro estaciones. Este método se basa en la teoría de funciones aleatorias estacionarias, de tal manera que los microtemblores se consideran como un proceso estacionario en el tiempo y en el espacio. Aki (1957, 1965) estableció las bases teóricas para estimar las velocidades de fase a partir del método SPAC; demostró teóricamente que una función de autocorrelación espacial entre dos estaciones será una función *Bessel* de primer tipo y orden cero, con el argumento de número de onda bajo la suposición de

distribución aleatoria de la dirección de propagación con una velocidad fija. Entonces usando estas relaciones, él obtuvo curvas de dispersión de ondas superficiales observadas de un arreglo de datos de microtemores.

Otra técnica utilizada para definir la velocidad de ondas de cortante es el Método F-K, que se basa en el espectro de frecuencia-número de onda (F-K) para arreglos de medición compuestos por varias estaciones. Este método fue desarrollado por Capon (1969) y se aplicó con éxito por Horike (1985) y Okada (2003). La desventaja de este método es que requiere de arreglos más o menos complejos, de un mínimo de siete estaciones, para las mediciones simultáneas. Mientras el método SPAC hace uso de un arreglo circular especial, el método F-K no tiene limitación en la configuración del arreglo. Se ha observado que usando el método SPAC es más grande el rango de la longitud de onda, para estimar velocidades de fase de ondas superficiales en microtemores que usando el método F-K (Miyakoshi *et al.*, 1996).

Los métodos F-K y SPAC son usados para estimar la estructura del subsuelo sobre la base de un arreglo de observación de microtemores de periodos largos (1.0-10.0 s), que requieren normalmente siete y cuatro series de sismómetros respectivamente. La selección del método depende de las condiciones del lugar; por ejemplo, Miyakoshi *et al.*, (1998), usaron el método F-K en la estimación de la estructura geológica bajo el área de Kobe, debido a la dificultad de realizar un arreglo circular y aplicar el método SPAC. Las estructuras definidas en ese estudio indican estratos sedimentarios entre 1.0 y 1.5 km bajo el área de daño por el sismo de Hyogo-Ken Nanbu de 1995. Sin embargo, para simplificar los estudios de Morikawa *et al.*, (1998), propusieron un método de autocorrelación espacial que utiliza solo dos estaciones, 2sSPAC, del cual se obtienen resultados con precisión similar al método convencional, como lo demostraron Morikawa *et al.*, (2004) en la definición de las curvas de dispersión de microsismos observados en sitios de Nara, Japón.

El método SPAC fue aplicado por primera vez en el Valle de México, en dos sitios con condiciones estratigráficas diferentes, en Ciudad Universitaria (UNAM), localizada en Zona de Lomas, y en el Lago de Texcoco, de la Zona de Lago, según la zonificación sísmica de la Ciudad de México. En el primer caso se realizaron tres arreglos instrumentales de triángulos equiláteros, el primero de 1000 m de lado (Flores-Estrella y Aguirre-González, 2001), y los otros dos de 300 y 150 m (Flores-Estrella, 2004), todos ellos con cuatro puntos de observación. En el caso del Lago Texcoco se realizaron nueve arreglos instrumentales desde 5 y hasta 1000 m de lado cada uno (Flores-Estrella, 2004). En los arreglos instrumentales se utilizaron sensores triaxiales GURALP CMG 40T y equipos digitalizadores REFTEK, con registros de 30 minutos en cada estación a una velocidad de 100 muestras por segundo.

En estos dos ejemplos de aplicación, el método SPAC resultó ser una alternativa sencilla y económica de aplicar. En el caso del lecho del antiguo Lago de Texcoco, se encontró baja velocidad de las capas más superficiales, requiriéndose como consecuencia un mayor número de arreglos instrumentales para obtener valores de velocidad de fase en un intervalo amplio de frecuencias. En otro caso más, Vázquez y Aguirre (2005) realizaron mediciones de microtemores en la ciudad de Uruapan, Michoacán, con el propósito de definir la estratigrafía, también usaron el método SPAC, con cuatro arreglos instrumentales, de 950 m de lado en diferentes sitios de la ciudad. Trabajaron con un modelo de un solo estrato muy grueso, debido a la longitud del arreglo, lo que condujo a resultados no muy satisfactorios en la interpretación de la estratigrafía del subsuelo.

En la actualidad se tiene cierto conocimiento de las características del subsuelo de Chilpancingo gracias a algunas secciones geológicas del valle definidas de estudios geológicos realizados en décadas pasadas. Existen también datos obtenidos de algunos sondeos muy superficiales, donde el más profundo solo ha llegado hasta 52 m de profundidad. Con el objetivo de contar con información adicional y poder construir un modelo estratigráfico detallado, en este trabajo se realizaron mediciones

de campo de ruido ambiental. Los datos registrados en arreglos triangulares en dos sitios fueron analizados con el método de Coeficientes de Autocorrelación Espacial (SPAC), con la finalidad de explorar la velocidad de ondas de cortante Vs, con la profundidad

4.2. METODOLOGÍA

Aki (1957) estableció las bases teóricas del coeficiente SPAC para ruido ambiental. Siguiendo la metodología descrita por Aki para estimar la dispersión de la velocidad de fase de ondas superficiales, se considera un arreglo individual de estaciones dispuestas de manera circular para la medición de microtremores. Representando ondas armónicas de frecuencia circular ω de microtremores por $u(0,0,\omega,t)$ y $u(r,\theta,\omega,t)$, las cuales son observadas en el centro $C(0,0)$ del arreglo y en el punto $X(r,\theta)$ sobre el círculo de radio r . Entonces la función de autocorrelación espacial se define como:

$$\phi(r,\theta,\omega) = \overline{u(0,0,\omega,t)u(r,\theta,\omega,t)} \quad (4.1)$$

donde $\overline{u(t)}$ significa el valor promedio en el dominio del tiempo. El coeficiente de autocorrelación espacial se define como el promedio de la función de autocorrelación (SPAC) en todos los sitios de observación que se encuentran en el arreglo circular, esto es:

$$\rho(r,\omega) = \frac{1}{2\pi\phi(0,\omega)} \int_0^{2\pi} \phi(r,\theta,\omega) d\theta \quad (4.2)$$

donde $\rho(r,\omega)$ es el coeficiente de autocorrelación espacial. La integral de la ecuación (4.2) se reduce a:

$$\rho(r,\omega) = J_0\left(\frac{r\omega}{c(\omega)}\right) \quad (4.3)$$

para la cual $J_0(\circ)$ es la función Bessel de primera especie y de orden cero, $c(\omega)$ es la velocidad de fase en la frecuencia ω . El coeficiente SPAC de la ecuación (4.2) puede ser calculado directamente en el dominio de la frecuencia usando la transformada de Fourier de los microtremores observados de la siguiente forma:

$$\rho(r,\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Re}[S_{CX}(r,\theta,\omega)]}{\sqrt{S_C(\omega)S_X(r,\theta,\omega)}} d\theta \quad (4.4)$$

donde $\text{Re}[\circ]$ significa la parte real de un valor complejo, $S_C(\omega)$ y $S_X(r,\theta,\omega)$ son los espectros de potencia de los microtremores en los sitios C y X respectivamente, y $S_{CX}(r,\theta,\omega)$ es el espectro cruzado entre los dos sitios. Esta ecuación significa que los coeficientes SPAC se obtienen por el promedio de una función de coherencia normalizada definida como co-espectro entre dos sitios con respecto a la dirección θ . La ecuación (4.4) puede derivarse directamente a partir de los microtremores observados usando técnicas como el método FFT. La velocidad de fase $c(\omega)$ puede ser calculada para la frecuencia ω a partir del argumento de la función Bessel de la ecuación (4.3). En la figura 4.1 se presenta el arreglo individual de cuatro estaciones propuesto por Aki (1957).

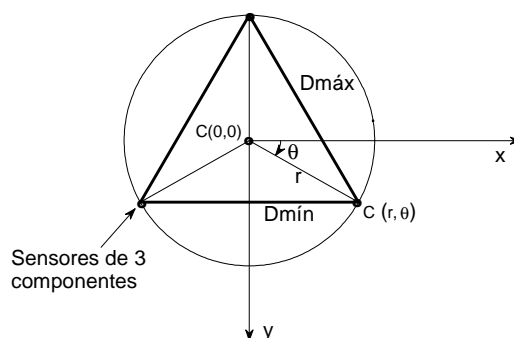


Figura 4.1. Esquema del arreglo individual de cuatro estaciones de Aki (1957).

En el método SPAC es posible obtener resultados solucionando el problema de manera directa mediante prueba de ensaye y error y comprobarlos solucionando el problema pero ahora de manera inversa como se aprecia en la figura 4.2.

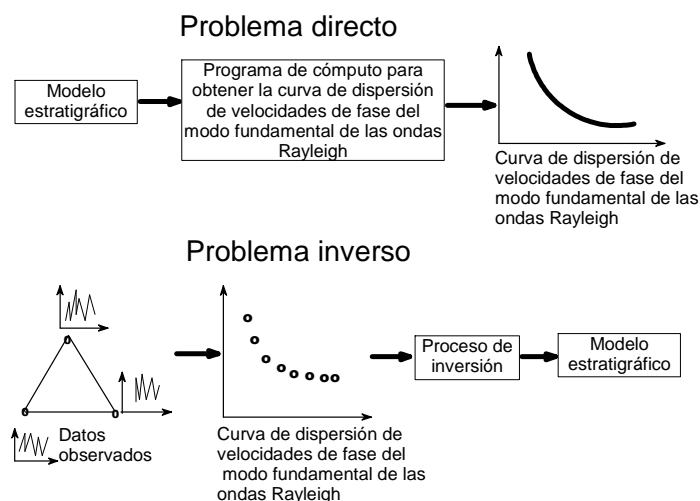


Figura 4.2. Planteamiento esquemático para obtener el modelo estructural (estratigrafía) del subsuelo con el método SPAC.

4.3. MEDICIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES

Se llevaron a cabo las mediciones de los microtemores en dos sitios que representan las condiciones geológicas y geotécnicas típicas del valle, donde se estima que los espesores de los depósitos de suelos sedimentarios consolidados son mayores. Se buscó que estas áreas tuvieran pendientes más o menos suaves, condición para aplicar con mejor éxito el método SPAC. El primer arreglo, se ubicó en el Instituto de la Juventud, y el segundo en la Unidad Deportiva de la Universidad Autónoma de Guerrero; la ubicación y disposición de las estaciones se muestra en la figura 4.3. Las estaciones se instalaron de tal manera que una quedara fija en uno de los vértices, y las dos restantes se movían a fin

de cubrir cada uno de los vértices de los 5 triángulos equiláteros de 10, 20, 40, 60 y 75 m, mientras que para los triángulos equiláteros de 500 y 1000 m se usaron tres estaciones fijas, en el caso del arreglo 1. De igual manera se procedió para el arreglo 2.

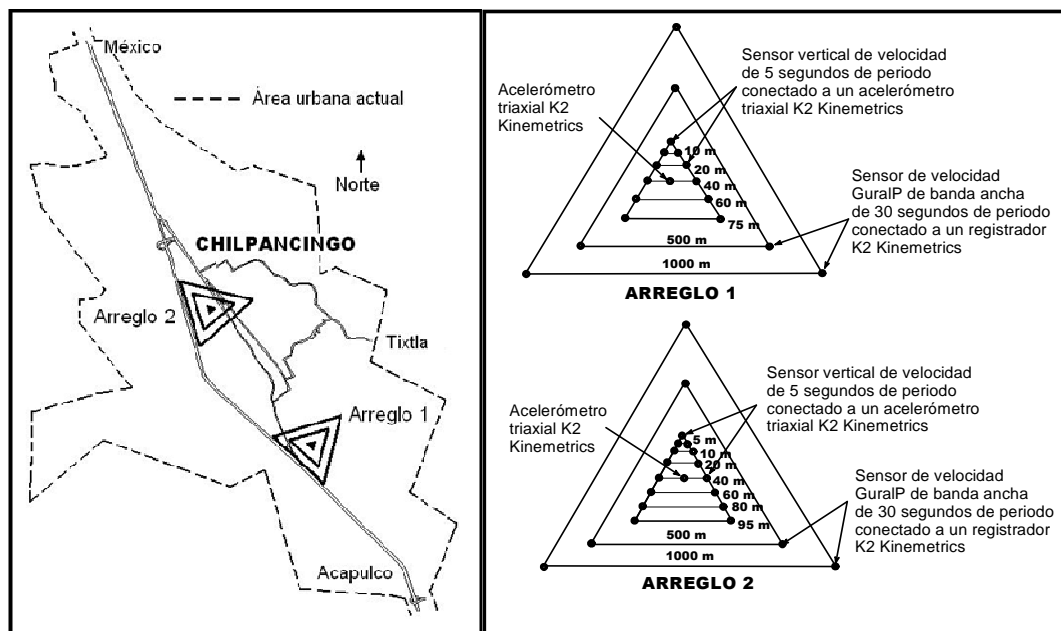


Figura 4.3. Ubicación de los arreglos 1 y 2 en la ciudad de Chilpancingo. Disposición de las estaciones en cada arreglo.

Se realizaron grabaciones de 30 minutos en las estaciones con triángulos de lado hasta de 500 m, y para los triángulos de 1000 m se grabaron 10 horas, todas las mediciones a 100 muestras por segundo en ambos arreglos. En las estaciones del arreglo 1 con triángulos hasta de 75 m, y de 95 m en el arreglo 2, se utilizaron sensores verticales de velocidad de 5 s de periodo; y como registrador se colocó al centro, un acelerómetro triaxial K2 Kinematics. En los dos arreglos, en los triángulos de 500 y 1000 m, se usaron sensores de velocidad Guralp de banda ancha de 30 s de periodo, conectados a un sistema de adquisición de datos K2 Kinematics (acelerómetro triaxial).

4.4. PROCESAMIENTO DE MICROTREMORES

El procesamiento de los registros de microtremores, obtenidos con vibración ambiental, es una parte importante del método SPAC, pues si los registros fueron bien obtenidos, es claro que los resultados deben ser confiables.

4.4.1. Trazas

Como ejemplo de los registros, en la figura 4.4 se muestran las señales de los registros de microtremores en dos estaciones, el primero del triángulo de 75 m del arreglo 1, y el segundo del triángulo de 95 m del arreglo 2. En cada caso se muestran tres trazas que se midieron simultáneamente en las estaciones de los tres vértices.

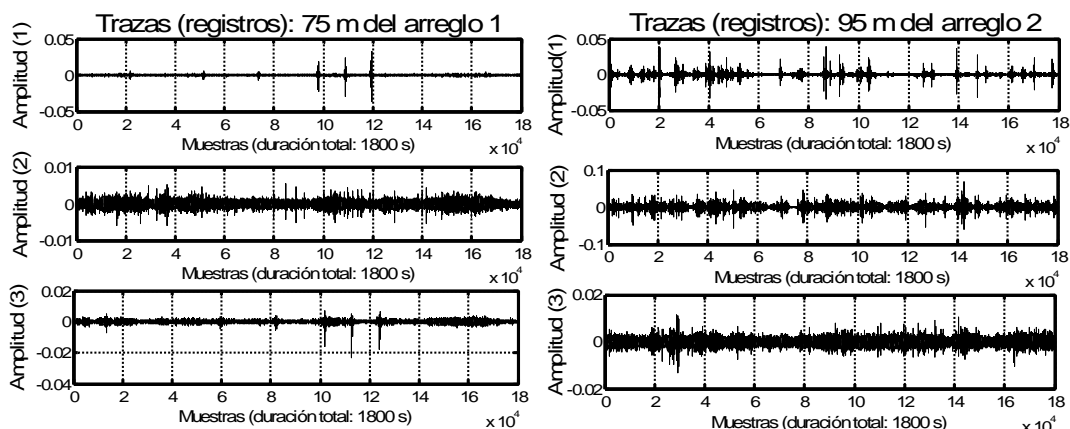


Figura 4.4. Componentes verticales de microtremores para el triángulo equilátero de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2.

4.4.2. Espectros de potencia

Se usaron solo las componentes verticales del movimiento de los microtremores para extraer las ondas Rayleigh. En la figura 4.5, se muestra como ejemplo de todas las estaciones, los espectros de potencia en las estaciones de los triángulos equiláteros de 75 y 95 m del arreglo 1 y 2, respectivamente. Para un tiempo de grabación de 30 minutos se tomaron 21 ventanas, por lo que se cuenta con 21 espectros para cada estación. Se comparan los espectros de potencia de mediciones simultáneas en los tres vértices del cada triángulo. Se observa una buena coincidencia, tanto en forma como en amplitud en el intervalo de 0.35 a 10 Hz en los espectros de potencia del triángulo de 75 m del arreglo 1. Mientras que en el arreglo 2, en el triángulo de 95 m, el intervalo donde se observa una correlación razonable está entre 0.1 y 7 Hz.

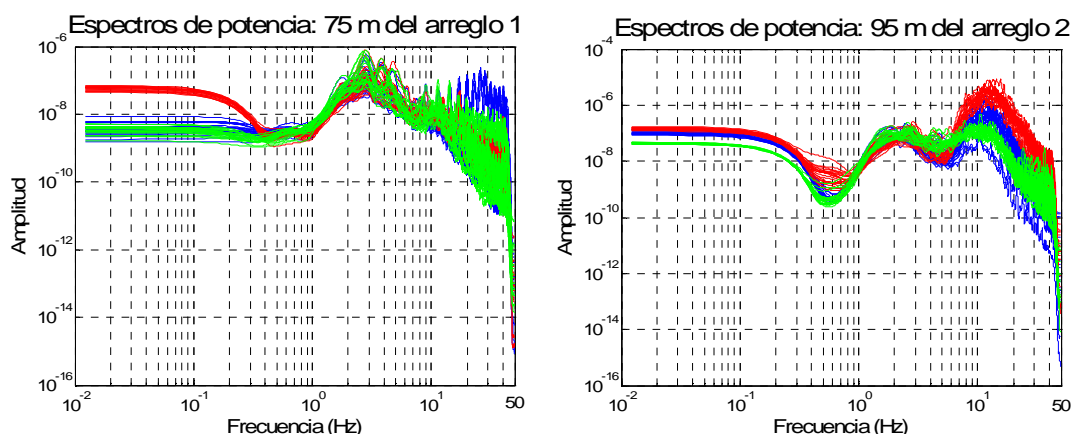


Figura 4.5. Espectros de potencia del triángulo de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2.

4.4.3. Correlaciones

La primera parte del análisis consiste en obtener las correlaciones entre las tres estaciones de cada triángulo. En la figura 4.6, se muestran las correlaciones del triángulo de 75 m del arreglo 1, y las del

triángulo de 95 m del arreglo 2. Se muestran las 21 ventanas de 81.92 s de mediciones grabadas de forma simultánea en los vértices del triángulo correspondiente. Es interesante destacar que la forma de las funciones de correlación observadas, se asemejan a las funciones *Bessel* de primera especie y de orden cero, lo cual se busca dado que esto es lo que predice la teoría (Campillo, 2006) para tener resultados más confiables. Asimismo, se observa una correlación razonable entre las tres estaciones de registro en los vértices de cada triángulo equilátero.

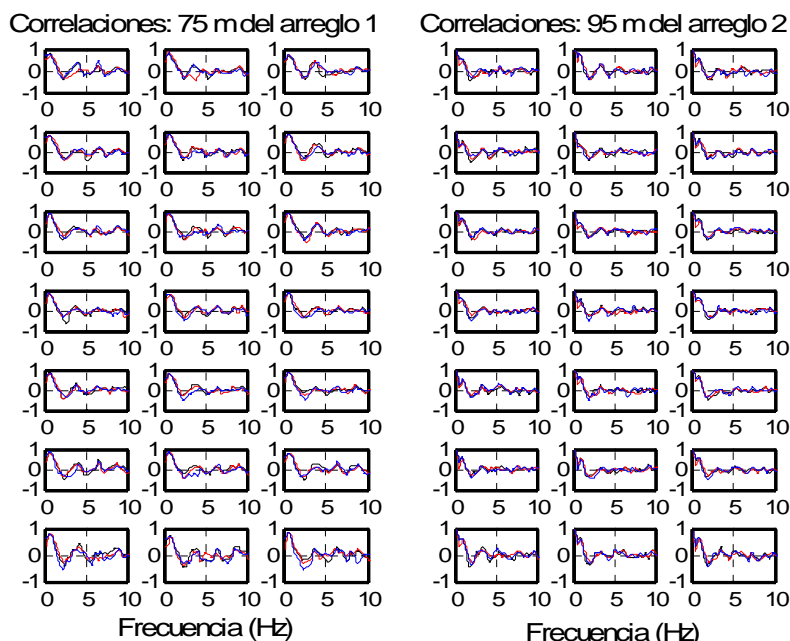


Figura 4.6. Correlaciones calculadas para 21 ventanas de 81.92 s de los triángulos de 75 m del arreglo 1, y de 95 m del arreglo 2.

4.4.4. Coeficiente de autocorrelación

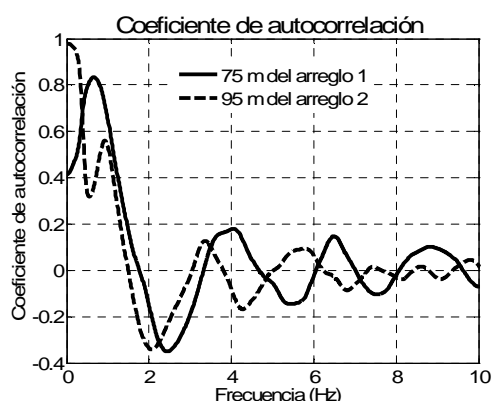


Figura 4.7. Coeficiente de autocorrelación para el triángulo de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2.

El promedio de las correlaciones de las 21 ventanas de cada triángulo conduce al coeficiente de autocorrelación de cada uno de los triángulos. En la figura 4.7 se presentan estos coeficientes para cada uno de los dos triángulos mencionados. Como se puede observar en cada caso, el primer cruce por cero

se presenta aproximadamente en 1.75 Hz y 1.50 Hz, estas frecuencias son las de interés en cada triángulo.

4.4.5. Velocidades de fase

De acuerdo al método propuesto por Aki (1957), se relacionó el coeficiente de autocorrelación con la función de Bessel del primer tipo y orden cero, en cuyo argumento aparece la dependencia de la velocidad de fase de las ondas Rayleigh con la frecuencia. Entonces, a partir de los coeficientes de autocorrelación de la figura 4.7 se obtiene la variación de la velocidad de fase en función de la frecuencia de las estaciones del triángulo de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2, como se muestra en la figura 4.8. En el primer caso, la velocidad de fase en la frecuencia de 1.75 Hz (que representa la velocidad de fase de la onda superficial de Rayleigh a esa frecuencia), es aproximadamente 350 m/s; mientras que para el triángulo de 95 m del arreglo 2 la velocidad de fase a la frecuencia de 1.5 Hz es de 370 m/s. Debido a que la curva de dispersión de velocidad de fase es decreciente con la frecuencia, solo el segmento de estas curvas alrededor de 1.75 Hz y 1.5 Hz (del arreglo 1 y 2 respectivamente) será de utilidad.

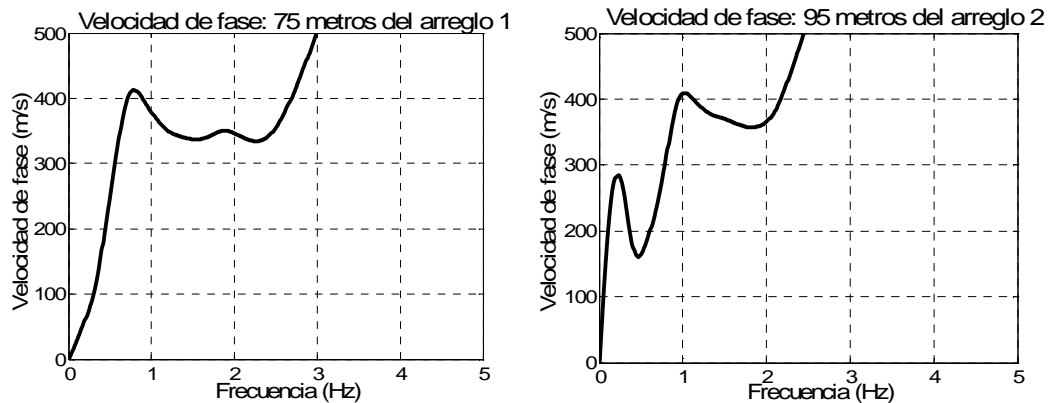


Figura 4.8. Velocidades de fase de los triángulos de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2.

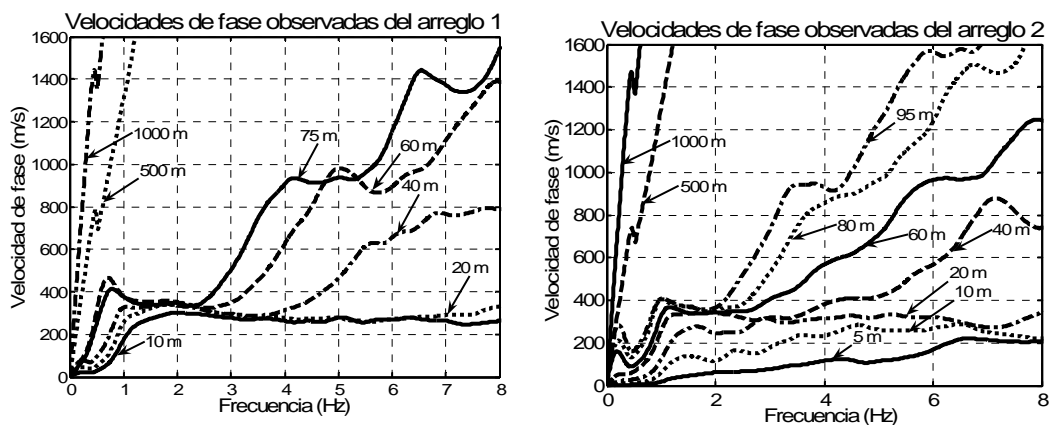


Figura 4.9. Velocidades de fase observadas de las ondas Rayleigh de los diferentes triángulos del arreglo 1 y 2.

Al igual que se hizo para los triángulos mostrados en la figura 4.8, se calcularon las velocidades de fase, en función de la frecuencia, para el resto de los triángulos de ambos arreglos (10, 20, 40, 60, 75, 500 y 1000 m del arreglo 1, y 5, 10, 20, 40, 60, 80, 95, 500 y 1000 m del arreglo 2), como muestra la figura 4.9. Con las velocidades de fase definidas para cada triángulo individual se construye la curva de dispersión correspondiente de cada arreglo, con las que es posible obtener la estructura de velocidades en los sitios estudiados.

4.4.6. Curvas de dispersión

Es importante mencionar que la curva de dispersión medida u observada se obtiene de las velocidades de fase observadas de las ondas Rayleigh de cada arreglo, considerando en cada caso un intervalo de frecuencias cercana a la frecuencia de cruce por cero de la grafica del coeficiente de autocorrelación. Posteriormente, dado un modelo estratigráfico propuesto, se puede obtener su curva de dispersión teórica, la cual se compara con la observada, y en caso de que no coincidan, se prueba con otro modelo hasta lograr que ambas curvas se aproximen (problema inverso). En la figura 4.10 se presentan las curvas de dispersión observadas y teóricas para el arreglo 1 (izquierda) y el 2 (derecha). Se calcularon tres curvas para cada triángulo, las cuales representan el promedio y su correspondiente desviación estándar (superior e inferior). Se puede observar la tendencia típica de estas curvas de velocidad de ondas Rayleigh: decrecen cuando la frecuencia crece.

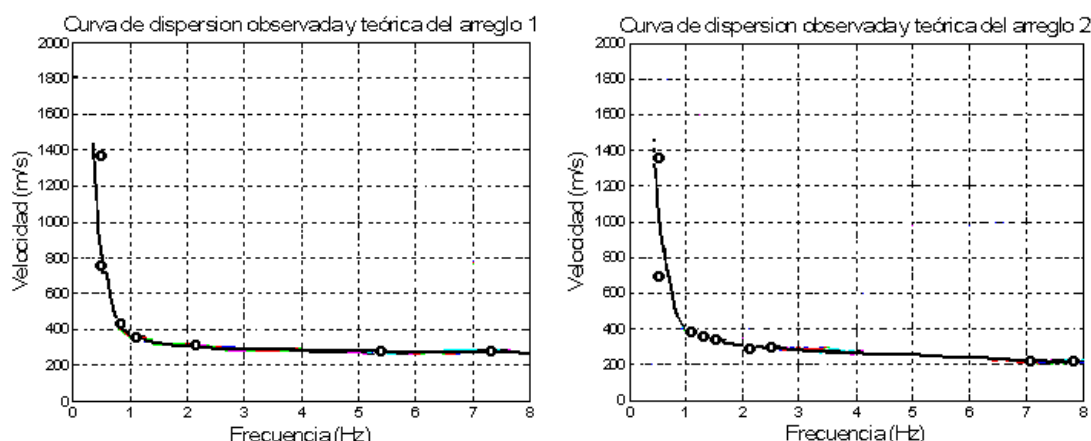


Figura 4.10. Curva de dispersión de velocidades de fase del modo fundamental de las ondas Rayleigh del arreglo 1 y 2 observada y teórica.

4.5. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

La solución del problema inverso de la curva de dispersión de fase de las ondas Rayleigh define el modelo estratigráfico del sitio. En la tabla 4.1 y en las figuras 4.11 y 4.12 se presentan los modelos estratigráficos obtenidos para ambos arreglos estudiados.

En el arreglo 1 se pudo definir información del subsuelo hasta una profundidad de 385 m, donde se observa una variación suave de las velocidades de onda de cortante hasta el cuarto estrato, pero en los dos substratos más profundos el contraste es más fuerte. Mientras que para el arreglo 2, se pudo definir un modelo estratigráfico hasta una profundidad de 334 m, presentando una tendencia muy similar al arreglo 1, en cuanto a la estructura de velocidades de onda.

Tabla 4.1. Modelos estratigráficos calculados con SPAC para los arreglos 1 y 2

| Modelo estratigráfico del arreglo 1 | | | | Modelo estratigráfico del arreglo 2 | | | |
|-------------------------------------|-------------------------------|----------------|----------------|-------------------------------------|-------------------------------|----------------|----------------|
| Estrato h(m) | ρ (t/m ³) | V_s (m/s) | V_p (m/s) | Estrato h (m) | ρ (t/m ³) | V_s (m/s) | V_p (m/s) |
| 10.0 | 1.20 | 248.0 | 427.0 | 11.0 | 1.20 | 195.0 | 330.0 |
| 65.0 | 1.40 | 325.0 | 560.0 | 35.0 | 1.40 | 325.0 | 500.0 |
| 70.0 | 1.60 | 375.0 | 645.0 | 53.0 | 1.60 | 385.0 | 600.0 |
| 110.0 | 1.80 | 450.0 | 774.0 | 90.0 | 1.80 | 410.0 | 700.0 |
| 100.0 | 1.90 | 750.0 | 1100.0 | 125.0 | 1.90 | 715.0 | 1200.0 |
| 30.0 | 2.10 | 1440.0 | 2400.0 | 20.0 | 2.10 | 1410.0 | 2200.0 |
| ∞ | 2.30 | 2000.0 | 3400.0 | ∞ | 2.30 | 2200.0 | 3400.0 |

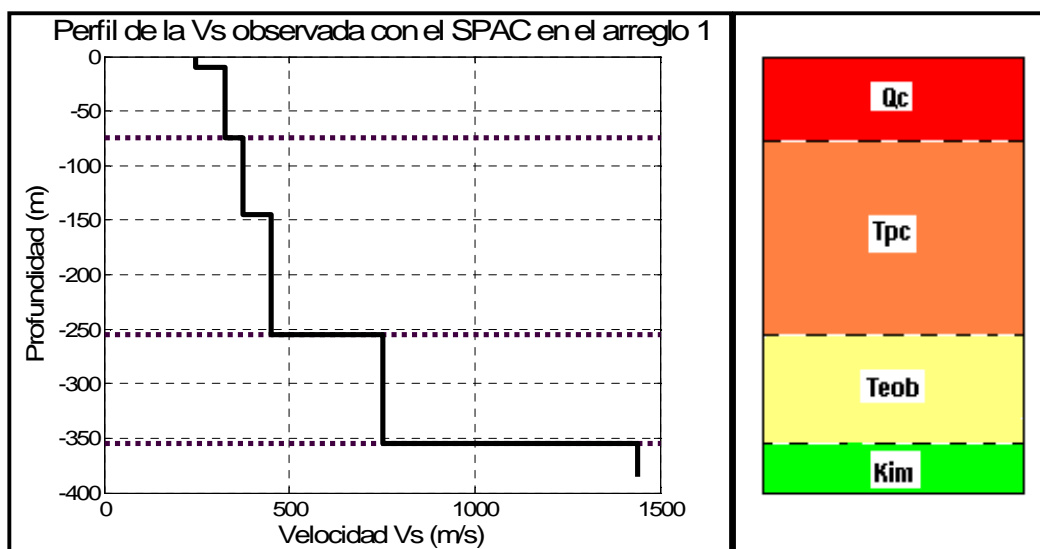


Figura 4.11. A la izquierda perfil de ondas de cortante estimado con el SPAC en el arreglo 1, a la derecha modelo geológico inferido.

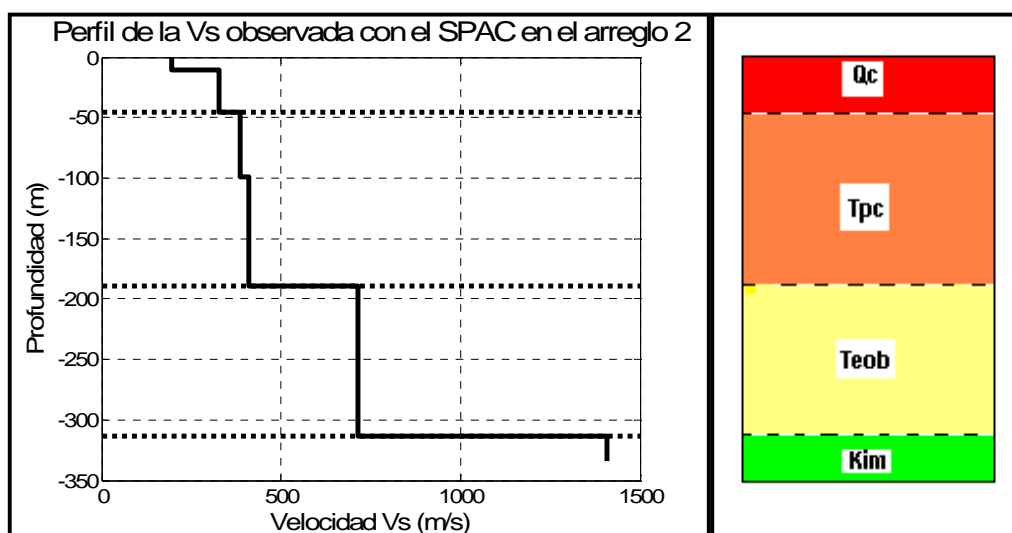


Figura 4.12. A la izquierda perfil de ondas de cortante calculado con el SPAC en el arreglo 2, a la derecha modelo geológico inferido.

De acuerdo a las secciones geológicas mostradas en la figura 3.2, se observa que los primeros 70 m son depósitos aluviales, los siguientes 200 m son de la formación Chilpancingo, y más abajo entre 60 y 125 m de espesor la formación Balsas, lo cual hace inferir un espesor por arriba de 330 m de material no consolidado en la parte más baja del valle. De la figura 4.11, se observa que los materiales aluviales alcanzan una profundidad de 75 m con una velocidad máxima de 325 m/s; la formación Chilpancingo llega a una profundidad de 255 m con una velocidad máxima de 450 m/s; mientras que la formación Balsas alcanza 355 m de profundidad con una velocidad máxima de 750 m/s. Se infiere que a partir de los 355 m de profundidad empieza la formación Morelos que está conformada por roca caliza, con velocidades superiores a 1440 m/s. Para el modelo estratigráfico del arreglo 2 presentado en la figura 4.12, los espesores de suelo no consolidado son menores, pueden alcanzar aproximadamente 314 m de profundidad, con velocidades de la onda de cortante del mismo orden que las observadas para el arreglo 1.

4.6. CONCLUSIONES

Al no contar con modelos del subsuelo hasta las capas más firmes en el valle de Chilpancingo, con este propósito se pensó en la aplicación del método SPAC. Se llevó a cabo la medición de ruido ambiental considerando las partes más planas del valle y por lo tanto en los sitios donde los espesores de material sedimentario son mayores, el procesamiento de microtemores tomando únicamente las componentes verticales, y finalmente, el análisis e interpretación de los resultados. Se determinaron las curvas de dispersión de velocidades de fase de las ondas Rayleigh en dos arreglos de estaciones. Una observación importante al aplicar el método SPAC, es que el resultado obtenido corresponde a un promedio de parámetros dinámicos del volumen de suelo comprendido en cada arreglo individual (triángulo equilátero), y que la estratigrafía obtenida es totalmente horizontal con fronteras laterales infinitas.

De acuerdo a los dos modelos estratigráficos definidos en este trabajo, se infiere que los depósitos de suelo en Chilpancingo que influyen de manera notable en la amplificación del movimiento sísmico del suelo tienen espesores entre 314 y 355 m según los perfiles de las figuras 4.11 y 4.12, respectivamente. Las velocidades promedio en estos estratos van desde 195 m/s en los sustratos más superficiales hasta 750 m/s en la interfase con la roca caliza de la formación Morelos. Estos resultados correlacionan en gran medida con las secciones geológicas existentes.

Sin los modelos geológicos (estratigrafías) obtenidos con el método SPAC no hubiese sido posible realizar modelos 1D del valle de Chilpancingo con el objetivo de valorar y explicar las grandes amplificaciones observadas mediante registros sísmicos. Debido a esto, la gran importancia de la aplicación del método SPAC en el valle de Chilpancingo.

CAPÍTULO 5. CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA

5.1. SISMICIDAD

En un estudio de peligro sísmico es fundamental contar con un catálogo de temblores durante un intervalo de tiempo considerable (al menos 200 años). La sismicidad histórica hace comprender la presente y justifica la propuesta para el futuro en un estudio de peligro sísmico. Es primordial identificar todas las fuentes generadoras, así como su potencial sísmico. El registro de movimientos fuertes del suelo es otro de los aspectos importantes. En efecto, por lo que es recomendable contar con un intervalo completo de observación (al menos 25 años) donde se conozca la magnitud, la intensidad, el daño y los parámetros del movimiento fuerte del suelo, para cada zona de una región.

5.1.1. Sismicidad mundial

Con base en la teoría de la tectónica de placas, desde el año de 1960 se ha tenido una intensa investigación en la materia, la definición de potencial sísmico se conoce mejor en la mayor parte del mundo, especialmente cerca de las fronteras entre las placas. Las ciencias de la tierra estudian el comportamiento sísmico de las fallas más activas en el mundo, logrando una comprensión más completa. Con mucha frecuencia los grandes sismos ocurren sobre intervalos de tiempo uniforme, en sitios cercanos a las que se cree son las más grandes fallas. Las ciencias de la tierra no han sido capaces de pronosticar dónde y cuándo ocurrirá el próximo gran sismo. Existen incertidumbres en ciertas regiones de la tierra, donde en la mayoría de los casos las localizaciones de fallas potencialmente activas son desconocidas, el potencial sísmico es pobremente entendido, y se asume que los sismos ocurren en áreas de las regiones de las fuentes, porque específicamente las fallas no están bien identificadas, ni se conoce totalmente la dinámica de fallas. Nuestro país está ubicado en una zona generadora de sismos, en el llamado Cinturón Circumpacífico, principal responsable de la sismicidad mundial.

La corteza terrestre es la parte más superficial y rígida de la Tierra, está compuesta por un rompecabezas. A cada pieza de este rompecabezas se le denomina Placa Tectónica. Estas placas, que cubren grandes áreas de la superficie terrestre, se mueven en diferentes direcciones, produciéndose choques entre ellas. Algunas se deslizan rozando una contra otra (movimiento transcurrente). Otras, al chocar frontalmente, generan lo que se denomina una zona de Subducción. Las zonas de subducción se identifican por ser las regiones más profundas del suelo oceánico (fosas oceánicas). En estas regiones una placa cabalga sobre la otra (movimiento de compresión); la placa más densa (generalmente las placas bajo los océanos) penetra bajo las placas menos densas (generalmente las placas sobre las que viajan los continentes). En las regiones donde se presenta el movimiento de extensión se produce un distanciamiento entre las placas. A estas regiones donde divergen las placas se les denomina dorsales oceánicas. Las dorsales oceánicas son zonas elevadas sobre el piso oceánico, llegando a elevarse hasta 3 km sobre el nivel medio del suelo oceánico. Las dorsales se caracterizan por su volcanismo activo ya que a través de ellas se forma nuevo suelo oceánico con material que proviene del interior de la Tierra. Los principales mecanismos focales responsables de la sismicidad en las diferentes regiones de la Tierra, se pueden ver en la figura 5.1.

5.1.2. Sismicidad regional

El territorio Mexicano se encuentra dividido en cinco placas tectónicas, como se puede apreciar en la figura 5.1. La mayor parte del país se encuentra sobre la placa Norteamericana. Esta gran placa

tectónica contiene a todo Norteamérica, parte del océano Atlántico y parte de Asia. La península de Baja California se encuentra sobre otra gran placa tectónica, la placa del Pacífico. Sobre esta placa también se encuentra gran parte del estado de California en los Estados Unidos y gran parte del océano Pacífico. El Sur de Chiapas se encuentra dentro de la placa del Caribe. Esta pequeña placa contiene a gran parte de las islas caribeñas y a los países de Centro América. Otras dos pequeñas placas oceánicas conforman el rompecabezas tectónico de México, Cocos y Rivera. Estas dos placas son oceánicas y se encuentran bajo el océano Pacífico.

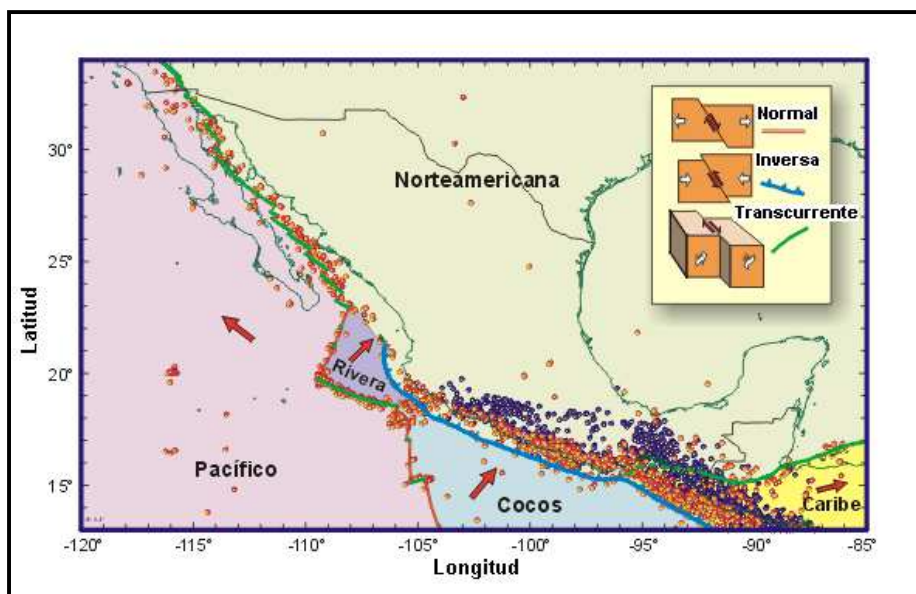


Figura 5.1. Placas Tectónicas de la República Mexicana y mecanismos focales (Tomada de V. Kostoglodov y J. F. Pacheco, 1999).

La placa del Caribe se mueve hacia el Este respecto a la de Norteamérica, a lo largo del sistema de fallas Polochit-Motagua. El movimiento entre estas dos placas es Transcurrente, al igual que el movimiento entre la del Pacífico y la de Norteamérica en el Norte de Baja California. La placa del Pacífico se mueve hacia el Noroeste respecto a Norteamérica. Este movimiento también genera zonas de extensión entre las placas del Pacífico y Norteamérica bajo el Mar de Cortés. Entre las placas del Pacífico y Rivera y entre las de Pacífico y Cocos también se dan movimientos de extensión y transversos. Las placas de Rivera y Cocos chocan con la placa Norteamericana a lo largo de la fosa mesoamericana, aquí se produce una compresión. Los movimientos regionales de las placas tectónicas, se puede observar en la misma figura 5.1.

El tamaño de un sismo es una función de la región que sufre el resquebrajamiento. Entre mayor sea el área que se rompe por la acción de las fuerzas tectónicas, mayor es el tamaño del temblor. Como la mayor área de contacto entre placas se encuentra en las zonas de subducción, es aquí donde ocurren los sismos más grandes, no sólo en México, sino también en el Mundo. En México, la zona de subducción comprende toda la costa del Pacífico, entre Puerto Vallarta en el estado de Jalisco, hasta Tapachula en el estado de Chiapas. A lo largo de esta extensión se han producido los sismos más grandes que se han registrado durante el siglo XX en México.

Sismos de Subducción. La longitud de la ruptura de los grandes sismos de subducción que han ocurrido durante el siglo XX en México varía de unos 50 km hasta 200 km de largo. Estos temblores Interplaca ocurren por el roce entre la placa Norteamericana y las placas oceánicas de Cocos y Rivera, a lo largo de su zona de contacto. El sismo más grande que se registró en el siglo XX fue el del 3 de

Junio de 1932, ocurrido en las costas de Jalisco. Este terremoto tuvo una magnitud de 8.2 en la escala de Richter y una longitud de ruptura de 280 km. Otro sismo importante, tanto por su tamaño como por los daños producidos fue el sismo de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985. Este sismo se reporta con una magnitud de 8.1 y tuvo una ruptura que cubrió casi toda la costa del estado de Michoacán (una longitud de 180 km). A pesar de que su epicentro se encontraba a más de 200 km de la Ciudad de México, fue aquí donde se produjo el mayor daño. Estos sismos de subducción son sismos someros, se concentran entre los 5 y los 35 km de profundidad. Como estos sismos ocurren entre la costa y la Fosa Mesoamericana, los más grandes y superficiales llegan a deformar el suelo oceánico durante la ruptura. Esta deformación súbita del suelo oceánico produce olas de gran tamaño llamadas Tsunami (Maremoto). El sismo de Colima-Jalisco de octubre de 1995 produjo un maremoto con olas que llegaron a sobrepasar los 5 metros de altura en algunos lugares.

Sismos Profundos. Sismos igualmente peligrosos, aunque de menor magnitud ocurren a profundidades mayores de 40 km, dentro de las placas subducidas (sismos intraplaca). Estos sismos profundos se producen por el resquebrajamiento de las placas oceánicas de Rivera y Cocos en subducción. Estas placas en subducción se reconocen como zonas de Benioff. Una zona de Benioff es la traza que dejan los sismos al graficarse en sección transversal. Las placas oceánicas al penetrar el manto terrestre se deforman, presentando diversas formas en diferentes regiones del país. Bajo Michoacán y Guerrero, la placa de Cocos se vuelve subhorizontal por cerca de 300 km de longitud para luego caer abruptamente a un ángulo mayor. Por supuesto, la figura 5.2 que aquí se presenta es sólo un modelo inferido de escasos datos sísmicos y gravimétricos. Durante el siglo XX han ocurrido importantes sismos en esta región profunda. Estos terremotos, por estar ubicados bajo la zona más poblada de México (el Eje Volcánico), han producido graves daños. Recuérdese el sismo de 1964 bajo el Río Balsas, el de 1973 bajo Orizaba, el de 1980 bajo Huajuapán de León y el de 1999 bajo Tehuacán.

Sismos Corticales. Otros sismos significativos que han ocurrido en México durante este siglo son los sismos corticales. Estos eventos ocurren dentro de la placa Norteamericana, son sismos intraplaca muy superficiales (no llegan a sobrepasar los 35 km de profundidad). Sus magnitudes son considerablemente menores a las de los sismos de subducción, incluso menores a la de los sismos profundos; sin embargo, debido a que son superficiales y ocurren principalmente a lo largo del Eje Volcánico Mexicano, donde se concentra la mayoría de la población en el país, pueden provocar graves daños. El sismo de Acambay de 1912 tuvo una magnitud de 7.0 y ocasionó grandes daños en los pueblos de Acambay y Tixmadejé en el Estado de México, además provocó algunos daños en la Ciudad de México. En 1920 ocurrió el sismo de Jalapa, el cual provocó graves daños a esta ciudad veracruzana.

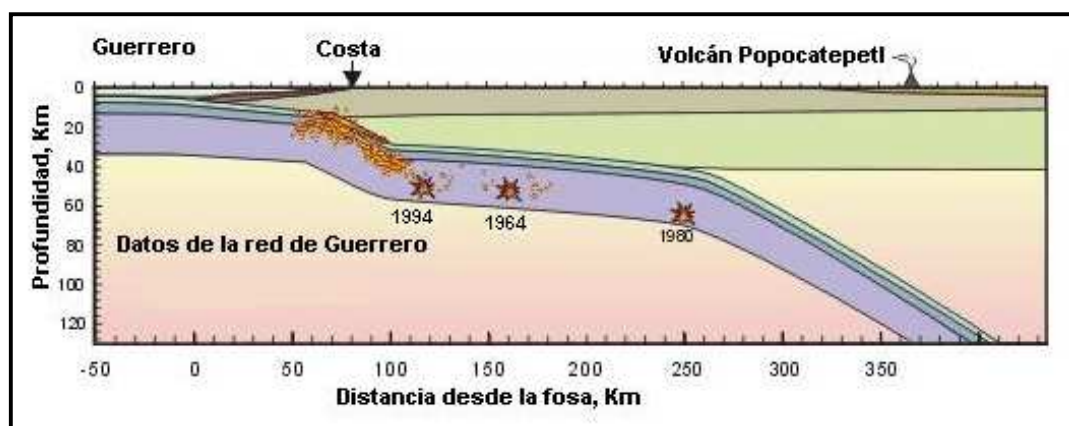
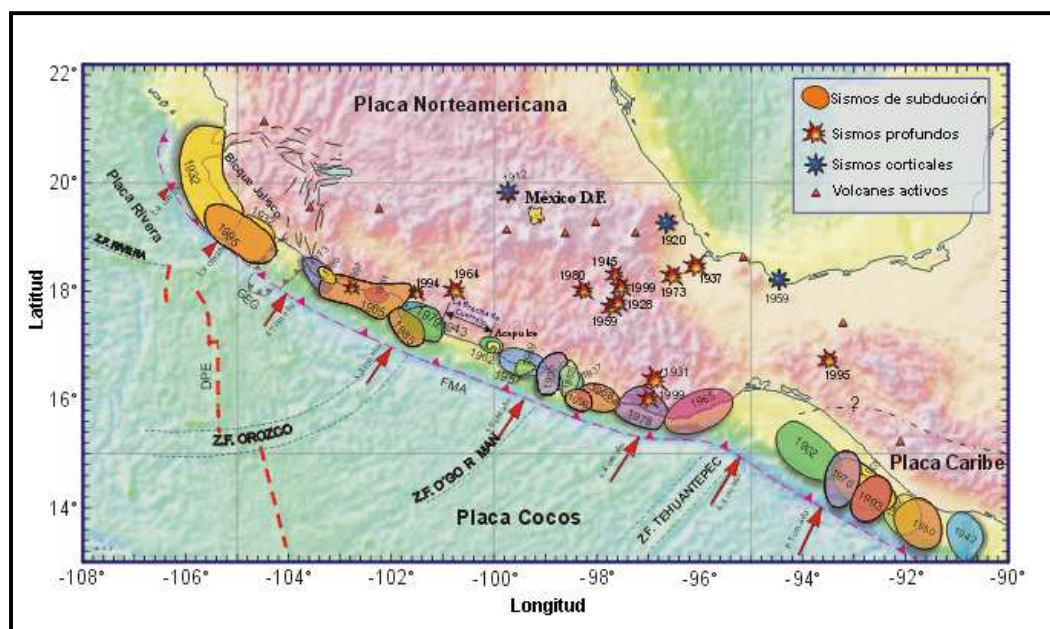


Figura 5.2. Estructura de la zona de Subducción y localización de sismos profundos en México (Tomada de V. Kostoglodov y J. F. Pacheco, 1999).

En México, en promedio, ocurren cinco sismos de magnitud mayor o igual a 6.5 cada cuatro años. Sismos de menor magnitud ocurren con mayor frecuencia, por ejemplo cada año se registran más de 100 sismos con magnitudes mayores o iguales a 4.5, mientras que se espera un sismo con magnitud mayor o igual a 7.5 cada 10 años. Los sismos de subducción son los más frecuentes (49%), le siguen los sismos profundos (28%), posteriormente los sismos oceánicos (21%) y finalmente los sismos corticales dentro de la placa de Norteamérica (2%), de acuerdo al catálogo de sismos presentado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN).

En la figura 5.3 se dan localización y áreas de ruptura de los sismos más importantes ocurridos en México, información importante para la identificación de escenarios sísmicos a través de la caracterización de las fuentes sismogénicas. El temblor del 28 de julio de 1957 ($M_s=7.5$), el cual se originó al Sur del Estado de Guerrero, muy cerca de Acapulco, causó grandes daños en las construcciones de las ciudades de México y Chilpancingo, en esta última el daño fue devastador, según Rosenblueth (1960). El temblor de 1911 ($M_s=7.5$) es el evento sísmico más grande anterior al de 1985 que ha ocurrido en el gap de Michoacán en el siglo anterior. Aunque existe duda sobre la localización del sismo de 1911, Singh *et al.*, (1980), lo sitúan en el Estado de Guerrero, aunque parece más razonable la propuesta de Gutenberg y Richter (1954) que lo sitúan dentro del gap de Michoacán. En 1981 el sismo de Playa Azul ($M_s=7.3$) se originó en el centro de este segmento; posteriormente, el terremoto del 19 de septiembre de 1985 ($M_w=8.1$) rompió por medio de dos subeventos la zona comprendida entre las áreas de ruptura de los sismos de 1973 y 1979. La réplica más grande de este terremoto ocurrió 36 horas después ($M_s=7.6$), se originó al Sur del gap, entre las áreas de ruptura de los sismos de 1981 y de 1979. Un año después (1986), al Norte del gap, se presentó la última gran réplica importante con $M_s=7.0$. La secuencia iniciada en 1981 y que terminó en 1986, le sugiere a Astiz *et al.*, (1987), que fueron cinco las asperezas en el gap de Michoacán que completaron el ciclo de ruptura, y que, por tanto, el periodo de recurrencia de grandes sismos en esta zona es de 74 años (ver figura 5.3). En cuanto a los extremos adyacentes, Astiz y Kanamori (1984) encontraron periodos de recurrencia de 21.3 ± 10.5 años en el segmento de Colima, y de 35.5 ± 0.7 años en el de Petatlán (los límites de este gap).



5.1.3. Sismicidad local

En la tabla 5.1 se presenta la sismicidad histórica y en la figura 5.4 la localización de los epicentros de sismos de gran magnitud ($M \geq 6.5$) comprendidos durante los siglos XIX y XX, que describen el peligro sísmico del Estado de Guerrero.

Tabla 5.1. Sismicidad histórica del estado de Guerrero (S. K. Singh, L. Astiz, y J. Havskov, 1981; Kostoglodov y Pacheco, 1999)

| Catálogo de sismos de gran magnitud ($M \geq 6.5$) comprendidos durante los siglos XIX y XX. | | | | | | | |
|--|-----|-----|--------------|-----------|------------|------------------|-------------------|
| Año | Mes | Día | Tiempo (GMT) | Latitud N | Longitud O | Profundidad (km) | Magnitud (varias) |
| 1820 | 05 | 04 | - | 17.200 | -99.600 | - | 7.6 |
| 1845 | 04 | 07 | 22:00:00 | 16.600 | -99.200 | - | 7.9 |
| 1874 | 03 | 16 | - | 17.700 | -99.100 | - | 7.3 |
| 1882 | 07 | 19 | - | 17.700 | -98.200 | 100 | 7.5 |
| 1887 | 05 | 29 | - | 17.200 | -99.800 | - | 7.2 |
| 1889 | 09 | 06 | - | 17.000 | -99.700 | - | 7.0 |
| 1890 | 12 | 02 | - | 16.700 | -98.600 | - | 7.2 |
| 1894 | 11 | 02 | - | 16.500 | -98.000 | - | 7.4 |
| 1899 | 01 | 24 | 23:09:00 | 17.100 | 100.500 | - | 7.9 |
| 1902 | 01 | 16 | 23:19:00 | 17.620 | -99.720 | 0 | 7.0 |
| 1907 | 04 | 15 | 06:08:06 | 16.700 | -99.200 | 33 | 7.6 |
| 1908 | 03 | 26 | 23:03:30 | 16.700 | -99.200 | 33 | 7.5 |
| 1908 | 03 | 27 | 03:45:30 | 17.000 | 101.000 | 33 | 7.0 |
| 1909 | 07 | 30 | 10:51:54 | 16.800 | -99.900 | 33 | 7.2 |
| 1909 | 07 | 31 | 18:43:10 | 16.620 | -99.450 | 33 | 6.9 |
| 1909 | 09 | 05 | 11:17:20 | 16.530 | -99.720 | 0 | 6.6 |
| 1909 | 10 | 31 | 10:23:00 | 17.000 | 101.200 | 33 | 6.9 |
| 1910 | 05 | 31 | 04:19:19 | 16.700 | -99.200 | 33 | 6.5 |
| 1911 | 12 | 16 | 19:14:18 | 16.900 | 100.700 | 50 | 7.5 |
| 1937 | 12 | 23 | 13:17:58 | 17.100 | -98.070 | 33 | 7.4 |
| 1943 | 02 | 22 | 09:20:45 | 17.600 | 101.100 | 33 | 7.4 |
| 1948 | 01 | 06 | 17:23:36 | 17.000 | -98.000 | 80 | 6.9 |
| 1948 | 01 | 06 | 17:25:58 | 17.000 | -98.000 | 80 | 7.0 |
| 1950 | 12 | 14 | 14:15:50 | 17.220 | -98.120 | 33 | 7.2 |
| 1957 | 07 | 28 | 08:40:10 | 17.110 | -99.100 | 33 | 7.8 |
| 1962 | 05 | 11 | 14:11:57 | 17.250 | -99.580 | 33 | 7.1 |
| 1962 | 05 | 19 | 14:58:10 | 17.120 | -99.570 | 33 | 7.0 |
| 1964 | 07 | 06 | 07:22:13 | 18.030 | 100.770 | 55 | 7.2 |
| 1965 | 12 | 09 | 06:07:51 | 17.249 | 100.070 | 65 | 6.5 |
| 1979 | 03 | 14 | 11:07:15 | 17.750 | 101.263 | 25 | 7.4 |
| 1980 | 10 | 24 | 14:53:36 | 18.174 | -98.222 | 65 | 7.1 |
| 1981 | 10 | 25 | 03:22:16 | 18.088 | 102.061 | 21 | 7.3 |
| 1982 | 06 | 07 | 06:52:33 | 16.424 | -98.253 | 6 | 6.9 |
| 1982 | 06 | 07 | 10:59:40 | 16.516 | -98.339 | 19 | 7.0 |
| 1985 | 09 | 19 | 13:17:49 | 18.419 | 102.468 | 15 | 8.1 |
| 1985 | 09 | 21 | 01:37:14 | 17.828 | 101.681 | 17 | 7.6 |
| 1989 | 04 | 25 | 14:29:03 | 16.795 | -99.275 | 23 | 6.8 |
| 1995 | 09 | 14 | 14:04:33 | 16.752 | -98.667 | 21 | 7.3 |
| 1997 | 01 | 11 | 20:28:26 | 18.340 | 102.580 | 40 | 7.1 |
| 1999 | 06 | 15 | 20:42:00 | 18.13 | -97.53 | 60 | 7.0 |
| 1999 | 09 | 30 | 16:31:13 | 16.06 | 97.00 | 39 | 7.4 |

En la figura 5.4, podemos observar dos tipos de mecanismos focales, principalmente, sismos de mecanismo inverso y normal, con excepción de los sismos del 16 de enero de 1902 y del 5 de septiembre de 1909, los cuales son claros ejemplos de sismos corticales. Por tanto, podemos definir tres escenarios sísmicos que pueden generar peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo: **sismos de subducción, profundos y corticales**.

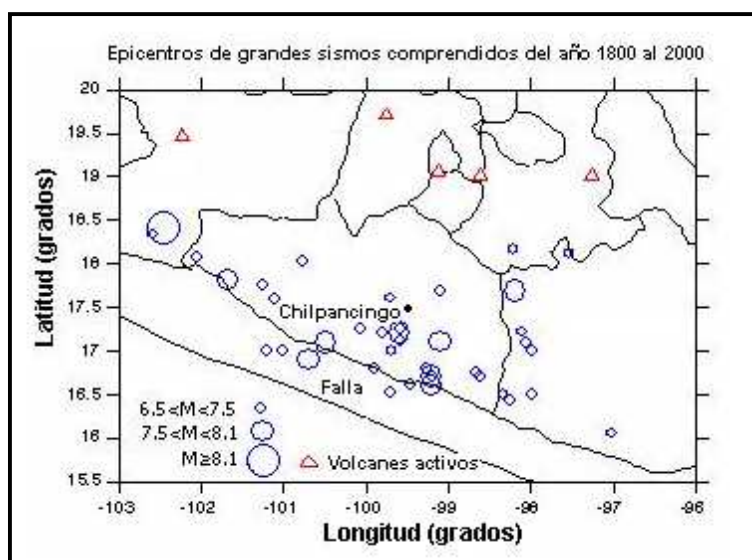


Figura 5.4. Localización de epicentros de la sismicidad histórica del Estado de Guerrero, de los siglos XIX y XX, de la tabla 5.1.

En el Estado de Guerrero se registra alrededor del 25% de la sismicidad que ocurre en territorio mexicano. Algunos de los sismos importantes que han ocurrido en el Estado de Guerrero, por mencionar algunos, son el famoso sismo del Ángel del 28 de julio de 1957 de magnitud 7.5, y el sismo de Petatlán del 14 de marzo de 1979 con magnitud 7.6.

5.2. FUENTES SÍSMICAS QUE GENERAN PELIGRO EN CHILPANCINGO

El gap sísmico de Guerrero extendido sobre 99.0° O a 101.0° O, puede ser dividido en dos segmentos: el segmento NO (de ahora en adelante llamado el gap NO de Guerrero) extendiéndose de 100.0° O a 101.0° O, y el segmento SE, de 99.0° O a 100.0° O (de ahora en adelante denotado como el gap SE de Guerrero), burdamente coincidiendo con la longitud de ruptura supuesta de los sismos del 28 de julio de 1957 (M 7.8) y del 15 de abril de 1907 (M 7.7). La última secuencia de grandes sismos de mecanismo inverso, que probablemente rompieron el gap entero de Guerrero, ocurrieron en 1899 (M 7.9), 1907 (M 8.0), 1908 (M 7.5, 7.2), 1909 (M 7.6, 7.0) y 1911 (M 7.6) (ver, por ejemplo, Singh *et al.*, 1982; Anderson *et al.*, 1989; Singh y Mortera, 1991; Kostoglodov y Ponce, 1994; Anderson *et al.*, 1994). Desde el sismo de 1957, solamente dos eventos con $M \geq 7.0$, han ocurrido en el gap de Guerrero, ambos en el año de 1962 (11 de mayo, M 7.1; 19 de mayo, M 7.0). Estos eventos fueron localizados cerca de la frontera entre los gaps NO y SE de Guerrero, cercanos a Acapulco. El tamaño de los eventos de 1962 (momento sísmico $M_0 < 1 \times 10^{27}$ dinas-cm) fue demasiado pequeño para llenar el gap de Guerrero (Anderson *et al.*, 1994). De acuerdo a Zúñiga *et al.*, (1993), el gap de Guerrero puede subdividirse en tres segmentos: Guerrero Central (GC) localizado aproximadamente entre los paralelos 100° a 101.2° O, Acapulco San Marcos (ASM), entre 99° y 100° O, y el segmento de Ometepec (OM) entre 98° y 99° O.

Durante 1787, ocurrió en el segmento **OM** uno de los sismos más violentos en el país, pues se estima que rompió un área de ruptura de 130 x 80 km (mayor que el área de 170 x 50 km reportada para el terremoto de 1985). En esta región, que comprende las fronteras de los estados de Guerrero y Oaxaca, durante el periodo comprendido entre los años de 1928 a 1995 se presentaron seis sismos con magnitud mayor a 7.0 (1928, 1937, 1950, 1968, 1982-doble y 1995), lo que da un periodo de recurrencia promedio de 13.4 años.

Si se considera el criterio de McCann *et al.*, (1979), el segmento **ASM** debe considerarse como un gap sísmico, debido a que han pasado más de cincuenta años desde que ocurrió el último gran evento el 28 de julio de 1957. En esta área localizada al Sureste de Acapulco, existe una zona intacta de poco menos de 100 km de largo localizada entre las áreas de ruptura de los sismos de Acapulco de 1957 y de San Marcos de 1989 ($M_s=6.9$). El periodo de recurrencia en este segmento es bastante incierto, debido a que también existe incertidumbre en la localización exacta y en la extensión de la ruptura de los eventos de 1907, 1937 y 1950. Por ejemplo Nishenko y Singh (1987) proponen que el tiempo de recurrencia en este segmento puede ser de 50 años, argumentando que los eventos de 1937 ($M_s=7.4$) y de 1950 ($M_s=7.2$) rompieron el mismo segmento que el temblor de 1907 ($M_s=7.6$). Sin embargo, González-Ruiz y McNally (1988) consideran que esos dos eventos (1937 y 1950) rompieron segmentos separados, localizados al este de la zona de ruptura del evento de 1957 (en la región de Ometepec). En conclusión, en el segmento **ASM** se puede establecer un periodo de recurrencia de 50 años, a partir de los eventos de 1907 y 1957.

El segmento **GC**, representa la zona con el más alto potencial sísmico para la ciudad de Chilpancingo. Es muy probable, que en el futuro muy cercano, se origine un temblor en esta zona que no ha tenido actividad sísmica reciente. Como se señaló anteriormente, además de los eventos de 1979 (en Petatlán) y de 1957 (en **ASM**), ambos originados en los bordes extremos del segmento **GC**, no existen eventos de gran magnitud registrados, lo que indica que el periodo de recurrencia es grande.

En resumen, en la zona de subducción de Guerrero del Pacífico Mexicano, son tres los segmentos que pueden generar actividad sísmica importante, el segmento de Ometepec (**OM**), el segmento Acapulco-San Marcos (**ASM**), y el segmento Guerrero Central (**GC**), con mecanismo de falla inversa. El segundo escenario, son los sismos profundos, generados en la intraplaca (**I**), con mecanismo de falla normal. Finalmente, en el tercer escenario, se tienen los sismos de fuente cercana (**L**), como el sismo del 16 de enero de 1902, con epicentro cercano a la ciudad de Chilpancingo, que puede ser causado por una falla local (sismo cortical).

Tabla 5.2. Fuentes sísmicas que generan peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo (Tomada de Zúñiga *et al.*, 1993 y de Nishenko y Singh, 1987)

| Fuente sísmica | Nomenclatura | Ubicación |
|------------------------------|--------------|---------------------|
| Segmento Ometepec | OM | 98° a 99° O |
| Segmento Acapulco-San Marcos | ASM | 99° a 100° O |
| Segmento Guerrero Central | GC | 100° a 101.2° O |
| Segmento de Petatlán | PE | 101° a 101.8° O |
| Segmento de Michoacán | MI | 101.5° a 103° O |
| Intraplaca (profundo) | I | Placa Continental |
| Local | L | Cercanos (cortical) |

En la tabla 5.2 se presentan las posibles fuentes sísmicas, con el más alto potencial sísmico que pueden generar peligro sísmico a la ciudad de Chilpancingo. Estas fuentes sísmicas fueron identificadas con base en los trabajos realizados por diferentes autores del área de la sismología sobre caracterización de las fuentes sísmicas ubicadas en la costa del Pacífico mexicano y utilizadas en este estudio. El segmento de Michoacán se incluye en este trabajo debido a los macrosismos de septiembre de 1985

aunque no representa la más fuerte amenaza sísmica para la ciudad Chilpancingo. En general, la segmentación usada en este estudio está delineada por las zonas de ruptura de los más recientes sismos ocurridos en cada área.

5.3. CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA

La necesidad de evaluar el peligro que generan los eventos sísmicos ha conducido, a través de los años, a caracterizarlos tratando de emplear el menor número de parámetros posibles para describirlos. Fue así como, por un lado, se propusieron medidas como la magnitud sísmica, para definir el tamaño de un sismo que, obviamente, es única para cada sismo. Por otro lado, se definieron las intensidades sísmicas que muestran la capacidad destructiva de la sacudida sísmica y que puede variar en función de la distancia al evento sísmico y de las condiciones locales donde se sintió la sacudida, entre otras cosas. A partir de entonces dos corrientes fueron desarrolladas, una interesada en estudiar y caracterizar el sismo, que es la Sismología, mientras que la otra está interesada en evaluar su capacidad destructiva, que es la Ingeniería Sísmica.

Desde el trabajo de Reid en 1910, mostrando la teoría del rebote elástico, se reconoce la relación entre la actividad sísmica y las fallas geológicas. Actualmente, se sabe que gran parte de la actividad sísmica está concentrada en los límites de las placas tectónicas de la corteza terrestre en donde ocurren fallas inversas, normales o laterales según el contacto convergente, divergente o de transición. A distancias lejanas, la fuente sísmica puede ser tratada como un punto, lo que se denomina “fuente puntual”, mientras que a distancias cercanas a la fuente sísmica, la influencia de las dimensiones de la falla, conocido como “falla finita”, es importante. Existen otras características de la fuente sísmica como son el mecanismo focal, la directividad, la velocidad de ruptura, la profundidad, la irregular distribución de los desplazamientos sobre el plano de falla, las asperezas y su localización. Todos estos factores desde el punto de vista sismológico, influyen crucialmente para generar los patrones irregulares de velocidades y aceleraciones observados en sitios cercanos a las fallas sísmicas que generaron el movimiento sísmico.

Se entiende por falla una estructura tectónica a lo largo de la cual se ha producido una fractura y un desplazamiento diferencial de los materiales adyacentes. En Sismología e Ingeniería Sísmica el interés se centra en las fallas activas. Aunque existen numerosas definiciones (Reiter, 1990), una falla es sísmicamente activa cuando hay constancia de que, en un tiempo determinado, ha sido causante de, al menos, un terremoto. Finalmente, se suele reservar el nombre de falla potencialmente activa para aquellas que no presentan indicios de actividad en el campo de esfuerzos actual, pero que por sus características o por indicios de ruptura en una etapa de esfuerzos anterior, pueden actuar como fallas activas.

Es importante tener en cuenta que el tipo de falla actuante y su geometría juegan un papel decisivo en la distribución espacial de las ondas sísmicas que generan (patrón de radiación), y en las características del movimiento del suelo producido. Aunque las propiedades geológicas en la proximidad de la falla pueden alterar los efectos, es razonable esperar que fallas normales o inversas originen movimientos con una mayor componente vertical (Bolt, 1989). Una parte importante de la evaluación del peligro sísmico, consiste en la identificación y caracterización correcta de todas las posibles fuentes que puedan generar actividad sísmica significativa y provocar movimiento fuerte del terreno en el sitio o región de interés. En la figura 5.5 se propone un diagrama de flujo para evaluar adecuadamente la caracterización de la fuente sísmica.



Figura 5.5. Esquema para caracterizar la fuente sísmica.

Evaluación de fuentes sismogénicas. Una fuente sismogénica es aquella línea, zona (área) o volumen geográfico que tiene similitudes geológicas, geofísicas y sísmicas tales, que se pueda considerar que posee un potencial sísmico homogéneo, es decir, en la que el proceso de generación y recurrencia de sismos es espacial y temporalmente similar. La definición de las fuentes sismogénicas y su demarcación es de gran importancia para estudios cuantitativos de peligro sísmico. En el presente trabajo se ha realizado una revisión de la actividad sísmica del pasado, reafirmando la definición de las fuentes sismogénicas realizada por Zúñiga *et al.*, (1993) y Nishenko y Singh, (1987). La determinación de estas fuentes sismogénicas se basó en el mapa de distribución de epicentros, así como en las características tectónicas de nuestro país, agrupándose en fuentes de subducción (sismos superficiales y profundos) y fuentes continentales. Las fuentes de subducción modelan la interacción de las placas Norteamericana y de Cocos. Las fuentes continentales están relacionadas con la actividad sísmica superficial local.

La sacudida sísmica en un lugar dado puede ser debida a temblores cercanos o lejanos. En el primer caso el movimiento tiene una fuerte presencia de altas frecuencias, mientras que en el segundo la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en la zona de periodos largos. La proximidad a la fuente sísmica implica, por consiguiente, no solo el previsible incremento en la amplitud sino también un aumento de la frecuencia de las ondas registradas. La influencia sobre una estructura con un periodo propio característico será, por tanto, muy distinta según su distancia al foco sísmico. Por ello se impone la necesidad de definir claramente cuándo el sismo puede considerarse cercano o lejano. Un sitio puede considerarse situado en el campo lejano cuando su distancia al origen del sismo y la longitud de onda analizada son grandes respecto a las dimensiones del foco. Desde esta zona la fuente puede considerarse puntual y las ondas, caracterizadas por el predominio de las bajas frecuencias, pueden ser aproximadas con una fuente plana y analizadas utilizando la teoría de rayos. Dado que el tamaño del terremoto es crítico para acotar el campo lejano, el campo cercano ha sido definido en ingeniería como la región en torno a la fuente sísmica situada a una distancia más pequeña que la longitud de la fractura. En cualquier caso, en el campo cercano las ondas sísmicas poseen siempre una elevada frecuencia y lo tanto una pequeña longitud de onda.

Los problemas sísmicos fueron abordados inicialmente en el campo lejano. Por ello la primera etapa de la Sismología se centró en el análisis metódico sistemático de las fases registradas en los

sismogramas obtenidos en el campo lejano. Es decir, se puso mayor atención en los fenómenos de propagación y el papel del medio que en los detalles de la fuente sísmica. El desarrollo de equipos capaces de registrar, sin saturarse, el movimiento fuerte del suelo ha permitido disponer de datos sísmicos de alta frecuencia y ha favorecido extraordinariamente el estudio del proceso de fractura en el foco. Estos instrumentos están diseñados, generalmente, para medir la aceleración del suelo.

El campo cercano es, en muchos aspectos, la zona de mayor interés en Ingeniería Civil, el incremento de la construcción en zonas sísmicas ha hecho que la atención de los ingenieros no se limite tan solo a los efectos de los grandes terremotos, sino que se amplíe a los sismos de menor magnitud y a los campos de la microsismicidad y la sismicidad inducida artificialmente. En todos los casos, el interés del ingeniero se orienta a conocer las características de la vibración que un sismo puede producir en un sitio dado. Este dato constituye el punto de partida para estimar la respuesta del suelo y, posteriormente, analizar el comportamiento de una estructura dada. Se trata por tanto de resolver el problema directo: suponiendo conocidas las características de la fuente y asumiendo unas propiedades para el medio transmisor, determinar los desplazamientos del terreno en un lugar específico. Este problema, que reviste una gran complejidad, ha sido abordado inicialmente para sitios en campo lejano suponiendo un foco sencillo y material elástico.

La comparación de los sismogramas sintéticos, obtenidos mediante estos modelos simplificados, con los observados ha hecho posible conocer mejor el proceso real en el foco, es decir, el mecanismo del terremoto (problema inverso). En una segunda etapa, la utilización conjunta de mejores observaciones, tanto en campo lejano como en campo cercano, ha permitido establecer modelos de fuente más complejos y realistas que, a su vez, han dado lugar a acelerogramas y sismogramas sintéticos más semejantes a los observados. Con ello está siendo posible dar respuesta a los problemas más apremiantes para el ingeniero, que se refieren al comportamiento ante acciones sísmicas de obras civiles y edificaciones situadas en el campo cercano.

La determinación de los mecanismos focales proporciona una importante información sobre la actividad tectónica de una zona y las características de las fallas y la distribución de esfuerzos. Además, la naturaleza de las ondas sísmicas generadas en la fuente y su patrón de radiación, dependen estrechamente del mecanismo focal (Anderson y Luco, 1983). Aunque no se ha demostrado de una manera concluyente, parece que las fallas inversas producen aceleraciones más altas que los otros tipos (Campbell 1981; Abrahamson y Litehiser, 1989).

La experiencia Sismológica pone de relieve que la fuente sísmica tiene unas dimensiones espaciales y que el proceso de ruptura no sucede simultáneamente en toda la zona fracturada. Esto es particularmente importante en el caso de la Ingeniería Sísmica, puesto que los registros de alta frecuencia, y en particular los acelerogramas, no pueden explicarse sin tener en cuenta una falla extensa sobre la que la ruptura se propaga con velocidad variable. Es necesario, por tanto, considerar modelos de ruptura más complejos que se aproximen mejor a la realidad.

Para la caracterización de la fuente sísmica de mayor peligro para la ciudad de Chilpancingo, se utilizó la metodología empleada por Aguirre González (2005) para identificar escenarios sísmicos a través de la caracterización de las fuentes sísmicas en México. Cuando se cuenta con los registros de una réplica en varias estaciones cercanas al epicentro, éstos se pueden usar para simular los registros del sismo principal, aplicando el método de las funciones de Green empíricas. Se debe poner especial énfasis en la determinación, tanto de las características internas como externas, que se han encontrado en estudios previos sobre las fuentes sísmicas de México.

Los estudios de riesgo sísmico a menudo requieren de la simulación de formas de onda, ya sea acelerogramas o sismogramas, para realizar con estos análisis más específicos sobre el comportamiento

de estructuras. Tradicionalmente los estudios de peligrosidad suministran espectros de diseño considerando la influencia de todos los sismos que tengan una alta probabilidad de ocurrencia y afecten al lugar dentro de un periodo de tiempo dado. Es posible proponer formas de onda que cumplan con tener un espectro de respuesta muy cercano al espectro de diseño, bajo ciertas consideraciones y con ayuda de algunas técnicas, como por ejemplo la de vibraciones aleatorias.

El registro del sismo de menor magnitud contiene información sobre el trayecto (como la atenuación) y del efecto de sitio (siempre y cuando permanezca dentro del intervalo lineal), de tal forma que para realizar la simulación solo será necesario determinar las consideraciones necesarias para modelar la fuente. En estas consideraciones, la caracterización de la fuente sísmica mediante el uso de las relaciones tanto de los parámetros internos como externos (Aguirre, 2003) permite acotar las posibilidades del modelo.

Para el caso en que no se cuente con registros en el sitio de interés, el método que se usa es el propuesto por Kamae *et al.*, (1991). En este método se construyen funciones de Green estocásticas basadas en el artículo de Boore (1983) con las que, en una segunda etapa, se aplica el método de las funciones de Green empíricas. En este caso, para la construcción de las funciones de Green estocásticas es necesario usar un modelo de atenuación.

5.4. CONCLUSIONES

Una de las partes más importantes de este trabajo la representa la identificación y caracterización de las diferentes fuentes sísmicas que pueden generar peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo. Por tanto, esta información debe ser muy confiable y tomarse muy cuidadosamente. A medida que la caracterización de las fuentes sísmicas es de mejor calidad, los resultados sobre el peligro sísmico que estas representan será más confiable. Desafortunadamente, es poca la instrumentación realizada para caracterizar las fuentes sísmicas en la zona de Chilpancingo.

Debido a la cercanía a la ciudad de Chilpancingo de las fuentes sísmicas, es recomendable utilizar modelos de fuente finita. Se logró reunir la información de la macrosismicidad proveniente de las diferentes fuentes sísmicas de los últimos dos siglos, así como las peores intensidades sísmicas sentidas en la ciudad de Chilpancingo.

Los movimientos reales del terreno son complicados, ellos están influenciados por, el trayecto de la fuente al sitio y las condiciones locales de sitio y consecuentemente reflejan características de la fuente sísmica y del proceso de ruptura. Aunque es conveniente caracterizarlos con un pequeño número de parámetros, es importante recordar que semejante caracterización nunca puede ser completa. En este capítulo se han presentado las bases teóricas para caracterizar una fuente sísmica y se describe la manera de modelar una fuente de tipo finita

Las fuentes sísmicas identificadas como las que pueden generar el mayor peligro sísmico para Chilpancingo, así como su correspondiente sismicidad histórica serán utilizadas como base en lo sucesivo en este trabajo.

CAPÍTULO 6. MODELOS DE ESTIMACIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO

6.1. ANTECEDENTES

La historia sísmica local de los siglos XIX y XX muestra los frecuentes daños a las construcciones de la ciudad de Chilpancingo. De muchos macrosismos del pasado solo se tiene una evidencia registrada en forma de daños a las construcciones. Fue a partir de la década de 1960 que se inició la instrumentación sísmica en el Estado de Guerrero, y en general en México, y fue hasta la siguiente década cuando se empezó a medir la energía liberada por un temblor en la magnitud de momento sísmico M_w , razones por las cuales los catálogos sísmicos mexicanos presentan limitaciones en relación a la magnitud, localización y mecanismos focales de los grandes sismos históricos de antes de la década de 1960. Otra limitante para poder predecir el movimiento fuerte del suelo es el corto periodo de registro acelerométrico y la poca densidad de los arreglos acelerográficos con los que se cuenta. En el caso de la ciudad de Chilpancingo, no se cuenta con registros acelerométricos de grandes sismos con epicentro cercano (a menos de 100 km). Las relaciones de atenuación se calcularon para sitios en roca (suelo firme) y para suelo sedimentario, con la finalidad de tener una idea de las amplificaciones que se pueden esperar en los sedimentos del valle de Chilpancingo. Es importante mencionar, que se tiene una escasa información sísmica, principalmente obtenida en la última década y además no se cuenta con sismos grandes con epicentro cercano a Chilpancingo, por lo que se no se puede considerar el peor escenario sísmico.

6.2. INTENSIDADES OBSERVADAS

Atención especial merecen el sismo del 28 de julio de 1957 y el del 19 de septiembre de 1985, el primero por haber presentado cuantiosos daños a la ciudad de Chilpancingo con epicentro cercano y el del 19 de septiembre de 1985, aunque con epicentro lejano, también provocó daños de consideración. La ciudad de Chilpancingo no cuenta con registros acelerométricos para el sismo de 1957, pero sí para el de 1985. A continuación se presenta una breve reseña de los daños provocados por dichos sismos en la ciudad de Chilpancingo.

El sismo del 28 de julio de 1957. El evento más reciente de gran magnitud ocurrido a menos de 100 km de Chilpancingo, es el del 28 de julio de 1957 ($M=7.5$). A Chilpancingo se le asignó una intensidad de VIII y fue la única ciudad, con excepción de la Ciudad de México, que tuvo un extenso daño estructural según Duke y Leeds (1957). Se estimó que una tercera parte de las viviendas y otra tercera parte de edificios comerciales de Chilpancingo, sufrieron algún tipo de daño, desde grietas hasta el colapso total. El daño observado fue independiente del tipo de material (adobe, mampostería de tabique y concreto reforzado). Los edificios que estaban en construcción sufrieron daños graves. No se observó una variación sistemática en los daños en edificios ubicados en colinas con los ubicados en la zona de pendiente más suave, excepto que las construcciones ubicadas sobre la pendiente fuerte del lado Oeste sufrieron daños ligeramente menores. Comparando el nivel de daño de las construcciones de las tres poblaciones más cercanas a Chilpancingo (a menos de 10 km de distancia), con respecto al daño de las construcciones de Chilpancingo, se encontró una gran diferencia. Así, en Zumpango de Neri no hubo daños, en Petaquillas se observaron algunas grietas leves en muros de adobe, en Mazatlán también se reportaron daños menores en construcciones sencillas. En la figura 1.2 se presenta el mapa y secciones geológicas de la región de Chilpancingo modificado de Duke y Leeds (1959), donde se puede observar el tipo de formaciones geológicas y espesores de materiales, especialmente el del material sedimentario, sobre el que se ubican cada una de las poblaciones cercanas a Chilpancingo. Se puede

observar que, en Chilpancingo se ubican las peores condiciones estratigráficas responsables de la respuesta indeseable del terreno por sismo.

El sismo del 14 de marzo de 1979. Sismo de subducción, con hipocentro a 25 km de profundidad, originado en el segmento de Petatlán, con magnitud estimada de 7.4 y una intensidad de Mercalli Modificada de VIII en la ciudad de Chilpancingo. Los daños se ubicaron principalmente en el centro de la ciudad; resalta el daño al edificio de rectoría de la Universidad Autónoma de Guerrero de siete niveles de concreto reforzado, el cual fue reforzado con una solución inadecuada y finalmente demolido después de los sismos de septiembre de 1985.

El sismo del 19 de septiembre de 1985. Este es un evento sísmico reciente de gran magnitud ($M=8.1$) con epicentro a 270 km de Chilpancingo, frente a las costas de Michoacán. A la ciudad de Chilpancingo se le asignó una intensidad de Mercalli Modificada de VIII. Nuevamente, se presentaron daños considerables en la ciudad de Chilpancingo, después de la Ciudad de México. El día 21 de septiembre de 1985 se presentó una réplica de magnitud 7.6, con epicentro a una distancia de 238 km. Ambos sismos con mecanismo focal inverso (sismo de subducción). De la información de los daños ocasionados por el terremoto del 19 de septiembre de 1985, se observó que el movimiento del suelo durante este evento, originado a una gran distancia, afectó en mayor medida a los edificios altos de concreto reforzado (3 a 7 niveles) que poseían periodos fundamentales de vibración mayores que el resto de las construcciones (1 a 2 niveles) que no sufrieron daños. Los daños en esta ocasión estuvieron localizados en la parte del centro y Sur de la ciudad, donde los espesores de sedimentos suaves son mayores de acuerdo a los estudios geológicos y geotécnicos realizados. La aceleración máxima del suelo registrada en el centro de la ciudad fue de aproximadamente 234 cm/seg^2 .

Finalmente, se puede concluir, que a pesar de que el reporte de daños del sismo de 28 de julio de 1957 el cual indica que los daños se observaron por toda la ciudad, excepto que las construcciones ubicadas sobre la pendiente fuerte del lado Oeste sufrieron menos daño, para los sismos de septiembre de 1985 los daños estuvieron muy localizados en el centro y Sur de la ciudad. Hay que entender, por lo que se ve en la figura 1.2, que en ese entonces la ciudad era mucho más pequeña de lo que es actualmente, hoy es una de las de mayor crecimiento poblacional del Estado de Guerrero. Por lo que se puede afirmar que los daños en construcciones provocados por los últimos grandes sismos de subducción (costeros), se han observado en suelo sedimentario, principalmente sobre los materiales de origen aluvial (Qc) y sobre la formación Chilpancingo (Tpc).

Es claro que si ocurre un sismo en el gap de Guerrero, aunque con magnitud menor a 8.2, a una distancia epicentral entre 100 y 150 km de Chilpancingo, es de esperarse que, el movimiento del suelo será mucho más intenso en el valle de Chilpancingo, que el experimentado durante los sismos de septiembre de 1985, y seguramente similares a los sufridos durante los sismos de los años de 1902, 1907 ó 1957, a diferencia que ahora el tipo el tipo de construcciones es diferente al que existía en esos años.

Con el propósito de tomar en consideración la historia de daños por sismo en la ciudad de Chilpancingo, se han reunido datos importantes, como son la magnitud, la IMM observada y principalmente la descripción de los daños provocados por los sismo más destructivos en los últimos dos siglos, como se puede apreciar en la tabla 6.1.

Tabla 6.1. Daños por sismo observados en la ciudad de Chilpancingo. Las IMM con * fueron asignadas a Chilpancingo. Modificada de Gómez Bernal et al., (1999)

| Fecha | M | IMM | Descripción de daños |
|------------|-----|-------------------|--|
| 04/05/1820 | 7.6 | IX* | Se cayó la torre y parte de la parroquia. Se arruinaron la mayoría de las casas. |
| 07/04/1845 | 7.9 | IX (VIII*) | Daños en casas y edificios comerciales. |
| 16/03/1874 | 7.3 | VIII* | La mayor parte de las casas quedaron “cuarteadas”. |
| 19/07/1882 | 7.5 | IX (VI*) | Destruyó el palacio de los poderes construido en 1870. Al parecer fue un movimiento local. |
| 24/01/1899 | 7.9 | VI* | “...pudiendo decirse que no hubo casa de la ciudad que no haya quedado resentida”. Daños en el templo de San Francisco, en la Escuela Normal, en la preparatoria de varones, un muro de la parroquia, el Palacio de Gobierno y el kiosco. |
| 16/01/1902 | 7.0 | VIII-IX (VIII-X*) | “Los edificios se derrumbaron, sepultando aquí una familia y a un artesano”. El Palacio de Gobierno y otros edificios oficiales se derrumbaron. La bóveda de la iglesia se derrumbó. Cayó la estatua del Gral. Bravo. Se inutilizaron: Palacio de Gobierno, Tribunal, Prefectura, Ayuntamiento, Escuela para profesores y profesoras, Escuela de Niños, Hospital Civil, Templo Parroquial, Capillas de San Francisco y San Mateo, casa de los Bravo, Hoteles del Sur y de la Purísima y la mayoría de las casas (614 destruidas y 182 muy dañadas). Destrucción de casi toda la población. |
| 15/04/1907 | 7.6 | X (IX*) | 61% de las casas destruidas, 4% habitables y el resto 35% susceptibles de reparación. Inservibles el Hospital Civil y las cárceles. Seriamente dañados: el Palacio de Gobierno, el templo parroquial y las capillas. La mayoría de las construcciones eran de adobe. |
| 26/03/1908 | 7.5 | X (VI*) | Cuarteaduras severas en el Hospital Civil, el Colegio del Estado y el edificio de la Gendarmería. |
| 30/07/1909 | 7.2 | IX-X (VIII*) | La mayoría de las casas sufrieron grandes desperfectos. Daños en el Hospital Civil y en el templo parroquial. |
| 31/07/1909 | 7.0 | IX-X (VI*) | |
| 28/07/1957 | 7.8 | IX (VIII*) | Casi todas las construcciones se cuartearon. El 80% de las casas de la ciudad sufrieron daños severos. Se derrumbó el ala norte del hotel “Meléndez” y daños en el hotel “300”. Los muros y la torre derecha de la catedral sufrieron daños graves. Derrumbe parcial del Colegio del Estado y daños graves en la Escuela Prevocacional. Daños severos en el edificio de Hacienda y en la mayoría de edificios del Gobierno. Cuarteaduras considerables en el Palacio de Gobierno. La carretera Zumpango-Chilpancingo quedó obstruida por el derrumbe de rocas. Pérdidas por \$ 15 Millones en edificios (\$ 10 Millones en el sector público), 8 muertos, 200 heridos. |
| 14/03/1979 | 7.4 | VIII (VIII*) | Daño al edificio de rectoría de la Universidad Autónoma de Guerrero de siete niveles de concreto reforzado, ubicado en suelo sedimentario. |
| 19/09/1985 | 8.1 | IX (VIII*) | Sufren daños algunos de los edificios de concreto reforzado más altos de la ciudad (3 a 7 niveles). Grietas en algunos edificios de la UAG de 3 y de 4 niveles; daño clasificado como estructural fuerte en el edificio de rectoría de 7 niveles y en un edificio comercial de 5 niveles. Grietas en columnas de la planta baja (estructural fuerte) del edificio del Palacio de Gobierno de 8 niveles. Aceleración máxima absoluta de 0.34 g en suelo sedimentario (centro de la ciudad). |

6.3 ESTACIONES ACELEROMÉTRICAS Y SISMOS REGISTRADOS

Los registros del movimiento del suelo durante temblores fuertes representan un apoyo fundamental en la ingeniería sísmica geotécnica; aunque la instalación y operación de aparatos para registro de movimientos intensos del suelo comenzó en México a partir del año de 1960, ha sido en los últimos años en que se ha tenido mayor incremento en la instalación de nuevas redes, sobre todo fuera del Distrito Federal. En el caso de Chilpancingo, Guerrero, centro urbano que se localiza dentro de una de las regiones con el más alto peligro sísmico, no sólo de México sino del mundo, fue hasta el año de 1981 que se instaló el primer acelerógrafo.

La estación CHI1 la instaló en 1981 la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (SMIS) y estuvo operada por el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (IIUNAM) hasta el año de 1986, la cual estuvo ubicada en el centro de la ciudad (suelo sedimentario). Las estaciones CHIL y PTQL fueron instaladas una al lado de la otra, la primera por el Centro Nacional de

Prevención de Desastres (CENAPRED) y la segunda por el IIUNAM, en la población de Petaquillas, en sitio de terreno firme (afloramiento de roca: formación Morelos), a 10 km aproximadamente del centro de Chilpancingo. En el año de 1994, se instalaron dos equipos más de la Red Interuniversitaria de Instrumentación Sísmica (RIIS), los cuales se encuentran ubicados dentro de la zona urbana de la ciudad de Chilpancingo, el primero de ellos (RICC) en la Unidad Académica de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Guerrero (sobre la formación Chilpancingo), y el otro (RICA) en el Jardín de Niños “Ana Freud” (sobre la formación Chilpancingo). En la tabla 6.2 se presentan las principales características de las estaciones acelerométricas instaladas en la ciudad de Chilpancingo y en la figura 6.1 su localización de acuerdo al mapa geológico.

Tabla 6.2. Características de las estaciones acelerométricas localizadas en la ciudad de Chilpancingo

| Estación | Aparato | Fecha de instalación | Latitud Norte | Longitud Oeste | Elevación (m) | Tipo de suelo |
|----------|-------------------|----------------------|---------------|----------------|---------------|--------------------|
| CHI1 | SMA-1 (analógico) | Marzo de 1981* | 17.553 | 99.500 | 1250 | Suelo sedimentario |
| CHIL | SMAC MD (digital) | Abril de 1990* | 17.466 | 99.452 | 1234 | Roca (suelo firme) |
| PTQL | DCA-333 (digital) | Mayo de 1989* | 17.466 | 99.453 | 1234 | Roca (suelo firme) |
| RICC | SSA-2 (digital) | Junio de 1994 | 17.537 | 99.495 | 1226 | Suelo sedimentario |
| RICA | SSA-2 (digital) | Julio de 1994 | 17.558 | 99.513 | 1291 | Suelo sedimentario |

* Fuera de operación

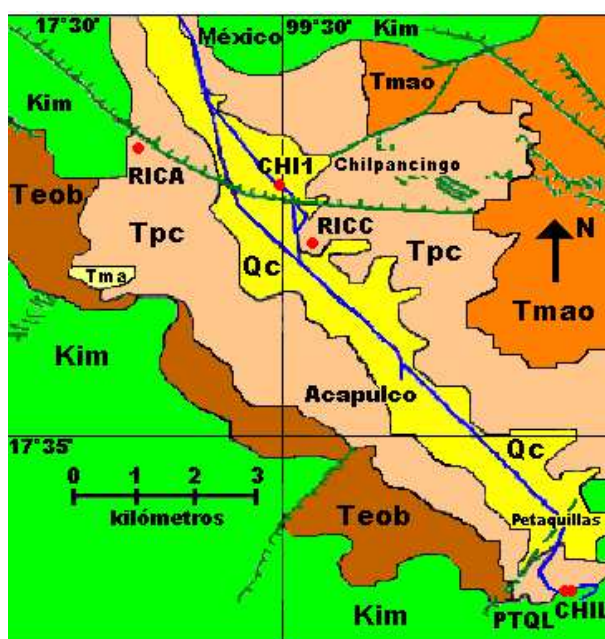


Figura 6.1. Localización en el valle de Chilpancingo de las estaciones acelerométricas de acuerdo al mapa geológico.

En la tabla 6.3 se presentan las aceleraciones máximas absolutas registradas en el valle de Chilpancingo de los sismos de mayor magnitud ($M \geq 4.5$), a partir de la instalación de los acelerómetros hasta la fecha y fuera de operación de algunos.

Tabla 6.3. Aceleraciones máximas absolutas (cm/s²) registradas en el valle de Chilpancingo de sismos con $M \geq 4.5$

| Fecha/Mag. | CHI1 | PTQL | CHIL | RICC | RICA |
|----------------------|-----------------------------------|---------------------------------|--|--|--|
| 25/10/1981 Mw=7.2 | 38.44-NS 31.00-EW 21.42-V | - | - | - | - |
| 07/06/1982 Mw=6.9 | 56.19-NS 59.74-EW 30.86-V | - | - | - | - |
| 07/06/1982 Mw=6.9 | 41.80-NS 28.39-EW 21.67-V | - | - | - | - |
| 19/09/1985 Mw=8.1 | 158.11-NS 180.50-EW 76.50-V | - | - | - | - |
| 21/09/1985 Mw=7.5 | 83.40-NS 118.70-EW - | - | - | - | - |
| 29/05/1986 Mw=5.2 | 20.32-NS 13.66-EW 13.61-V | - | - | - | - |
| 31/05/1990 Mw=5.8 | - | 6.44-NS 4.96-EW 4.52-V | 6.52-NS 4.63-EW 4.31-V | - | - |
| 21/05/1991 Mw=4.9 | - | 15.36-NS 10.89-EW 11.32-V | 13.94-NS 10.46-EW 10.32-V | - | - |
| 15/05/1993 Mw=6.0 | - | - | 10.53-NS 7.30-EW 7.29-V | - | - |
| 24/10/1993 Mw=6.6 | - | 19.32-NS 21.81-EW 14.00-V | 18.57-NS 20.84-EW 13.34-V | - | - |
| 23/05/1994 Mw=6.2 | - | - | 6.17-NS 7.01-EW 8.72-V | - | - |
| 29/10/1994 Mw=4.5 | - | - | - | 12.66-NS 12.85-EW 10.49-V | 16.55-NS 18.69-EW 10.08-V |
| 10/12/1994 Mw=6.4 | - | - | 4.33-NS 3.63-EW 3.63-V | 22.86-NS 33.50-EW 15.15-V | 17.66-NS 14.54-EW 12.57-V |
| 14/09/1995 Mw=7.3 | - | - | 29.09-NS 18.06-EW 18.74-V | 89.59-NS 85.32-EW 59.13-V | 47.55-NS 42.47-EW 27.56-V |
| 09/10/1995 Mw=8.0 | - | - | - | 10.07-NS 10.41-EW 7.43-V | 6.25-NS 5.58-EW 3.67-V |
| 21/10/1995 Mw=7.2 | - | - | - | 4.41-NS 6.93-EW 3.27-V | - |
| 13/03/1996 Mw=5.1 | - | - | 4.93-NS 7.41-EW 4.44-V | - | - |
| 15/07/1996 Mw=6.6 | - | - | 4.85-NS 3.42-EW 3.34-V | 24.05-NS 27.00-EW 16.98-V | 20.69-NS 21.25-EW 12.13-V |
| 11/01/1997 Mw=7.1 | - | - | 4.35-NS 3.13-EW 3.20-V | 32.90-NS 26.60-EW 11.51-V | 18.08-NS 14.26-EW 9.15-V |
| 22/05/1997 Mw=6.5 | - | - | - | 10.56-NS 16.71-EW 8.18-V | 8.09-NS 8.56-EW 6.48-V |
| 17/07/1998 Mw=4.7 | - | - | 6.70-NS 5.34-EW 4.54-V | - | - |
| 15/06/1999 Mw=6.9 | - | - | 21.95-NS 21.24-EW | 76.41-NS 104.87-EW | 54.48-NS 82.99-EW |

| | | | | | |
|----------------------|---|---|---------------------------------|---------------------------------|---------|
| | | | 17.91-V | 62.91 -V | 26.88-V |
| 30/09/1999 Mw=7.4 | - | - | 17.53-NS 14.75-EW 14.31-V | - | - |
| 21/07/2000 Mw=5.8 | - | - | 20.25-NS 23.02-EW 21.13-V | - | - |
| 08/10/2001 Mw=5.8 | - | - | 15.02-NS 14.67-EW 17.80-V | - | - |
| 19/11/2003 Mw=5.2 | - | - | 27.40-NS 23.88-EW 19.41-V | - | - |
| 13/04/2007 Mw=6.3 | - | - | - | 92.54-NS 90.47-EW 67.28-V | - |

Es importante señalar que se han registrado 16 eventos en suelo firme, y 16 eventos en suelo sedimentario, que se tiene registro de un sismo de gran magnitud en suelo sedimentario pero no en suelo firme y además de epicentro lejano, y que solamente se cuenta con información de cinco eventos registrados simultáneamente en suelo sedimentario y firme, y sólo uno de ellos tiene aceleraciones relativamente grandes.

6.4. MODELO DE ATENUACIÓN

Una relación de atenuación, es el cálculo de la atenuación del movimiento desde las fuentes sísmicas hasta el sitio preciso donde la estructura se ubica; es decir, calcular la intensidad del movimiento en el sitio cuando en alguna fuente, ubicada a una distancia dada del sitio, se produce un temblor de magnitud conocida. Por otro lado, la evaluación del peligro sísmico, desde el punto de vista de la ingeniería civil, ha evolucionado a contratiempo debiendo dar respuestas rápidas a una sociedad que reclama más seguridad para las construcciones. Las escasas observaciones de registros acelerográficos locales obligaron a usar datos registrados en varias partes del mundo para realizar una regresión que mostrara las aceleraciones pico esperadas para un sismo de una magnitud dada en función de la distancia. Estas son conocidas como relaciones de atenuación que han sido estudiadas desde hace más de 50 años (Gutenberg y Richter, 1956, Kanai, 1966, Esteva, 1970, Trifunac y Brady, 1975, Seed *et al.*, 1976 y Boore *et al.*, 1980, entre otros). En las fallas finitas, la distancia es considerada como la más corta a la falla que causa el sismo o la fuente sísmica, no al epicentro. En las relaciones de atenuación se han incluido variables como la profundidad del hipocentro y tipo de suelo.

6.4.1. Metodología

Usualmente las relaciones de predicción expresan los parámetros del movimiento del terreno, como funciones de la magnitud, distancia, y en algunos casos, otras variables, como se expresa en la ecuación (6.1).

$$Y = f(M, R, P_i) \quad (6.1)$$

donde Y es el parámetro de interés del movimiento del terreno, M la magnitud del sismo, R una medida de la distancia de la fuente al sitio considerado, y P_i son otros parámetros (que pueden ser usados para caracterizar la fuente del sismo, el trayecto de propagación de las ondas, y las condiciones locales del sitio). Las relaciones de predicción son desarrolladas por análisis de regresión de bases de datos de registros de movimiento fuerte del terreno. La forma del funcional de las relaciones de predicción es usualmente seleccionada, para reflejar lo más fielmente posible el movimiento del

terreno. Esto minimiza el número de coeficientes empíricos y permite mayor confianza en aplicaciones de las relaciones de predicción para condiciones (magnitudes y distancias) que estén pobremente representadas en la base de datos. Formas comunes de las relaciones de predicción están basadas en las siguientes observaciones:

1. Valores pico de parámetros del movimiento del terreno están aproximadamente lognormalmente distribuidos (así los logaritmos de los parámetros están aproximadamente normalmente distribuidos). Como resultado, la regresión usualmente se obtiene sobre el logaritmo de Y , antes que sobre Y misma.
2. La magnitud sísmica, esta típicamente definida como el logaritmo de algún parámetro del movimiento pico. Consecuentemente, $\ln Y$ podría ser aproximadamente proporcional a M .
3. La propagación de las ondas de esfuerzos, viajan desde la fuente de un sismo, produciendo amplitudes en las ondas de cuerpo que decrecen de acuerdo a $1/R$ y amplitudes de ondas de superficie que decrecen acorde con $1/R^{1/2}$.
4. El área donde ocurre la ruptura de la falla, se incrementa de acuerdo con la creciente magnitud del sismo. Como resultado, algunas de las ondas que provocan el movimiento fuerte sobre un sitio, llegan de una distancia, R , y algunas llegan de mayores distancias. La distancia efectiva, por tanto, es mayor que R , cantidad que incrementa, de acuerdo con el incremento de la magnitud.
5. Algunas de las energías acarreadas por las ondas de esfuerzos, es absorbida completamente en el viaje por los materiales. Este amortiguamiento del material, causa amplitudes del movimiento del terreno que disminuyen exponencialmente con R .
6. Los parámetros del movimiento del terreno, pueden estar influenciados por las características de la fuente (dislocación repentina, normal, o falla inversa) o características del sitio (roca, arcilla y aluvión).

Combinando estas observaciones, una relación típica de predicción puede tener la forma expresada en la ecuación (6.2):

$$\underbrace{\ln Y}_1 = \underbrace{C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4}}_2 + \underbrace{C_5 \ln[R + C_6 \exp(C_7 M)]}_3 + \underbrace{C_8 R}_5 + \underbrace{f(fuente) + f(sitio)}_6 \quad (6.2)$$

$$\sigma_{\ln Y} = C_9$$

Algunas relaciones de predicción, utilizan todos estos términos (y algunas tienen más) y otras no. El término $\sigma_{\ln Y}$ describe incertidumbres en los valores de los parámetros del movimiento del terreno, dados por las relaciones de predicción. Estadísticamente, esto representa un estimado de la desviación estándar del $\ln Y$ de los parámetros magnitud y distancia de interés. Es común que cada investigador, de acuerdo con el comportamiento físico del funcional propuesto, utilice una cierta medida de la distancia del sitio a la fuente sísmica, en la figura 6.2 se muestran las distancias típicas más usadas en este tipo de estudios.

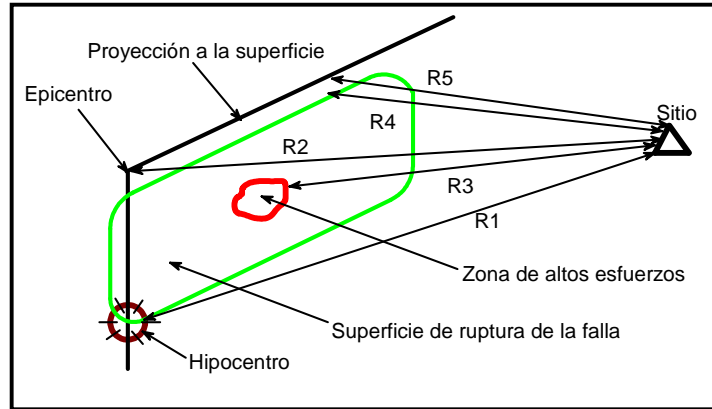


Figura 6.2. Varias medidas de distancia usadas en relaciones de atenuación del movimiento fuerte del suelo (Kramer, 1996).

6.4.2. Obtención del modelo para Chilpancingo

En zonas de subducción, generalmente los sismos ocurren a mayores profundidades hipocentrales, comparados con los que ocurren en fallas de transformación, consecuentemente, las ondas sísmicas que emanan de zonas sísmicas de subducción siguen diferentes caminos. Youngs *et al.*, (1997) usó medidas del movimiento fuerte, obtenidas en roca, de 60 sismos y simulaciones numéricas de sismos de magnitud $M_w \geq 8$, para desarrollar relaciones de atenuación para zonas de subducción con funcionales de la forma como el expresado en la ecuación (6.3).

$$\ln(PHA(g)) = C_1 + C_2 M_w + C_3 \ln[R + C_4 \exp(C_5 M_w)] + C_6 Z_t \quad (6.3)$$

$$\sigma_{\ln PHA} = C_7 + C_8 M_w$$

Tomando como referencia la relación de atenuación propuesta por Youngs (1997), se ensayó para Chilpancingo, los funcionales de las ecuaciones (6.4), (6.5), (6.6) y (6.7), considerando dos diferentes mecanismos focales para suelo sedimentario.

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2 M_w + C_3 \ln(R) + C_4 S_1 + C_5 S_2 \quad (6.4)$$

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2 M_w + C_3 \ln(R) + C_4 M_w^3 + C_5 S_1 + C_6 S_2 \quad (6.5)$$

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2 M_w + C_3 \ln[R + 22.5(M_w - 6) - 0.0015H] + C_4 S_1 + C_5 S_2 \quad (6.6)$$

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2 M_w + C_3 \ln(R + 25) + C_4 S_1 + C_5 S_2 \quad (6.7)$$

La regresión de los funcionales estudiados, se realizó de acuerdo con los datos de la tabla 6.4, obtenidos de las estaciones CHI1 y RICC. Los criterios más usados para obtener la PGA_H son la media geométrica de las componentes horizontales, la suma vectorial de las componentes horizontales y la mayor de las componentes horizontales, en este caso se usó el último criterio. En la figura 6.3 se presenta la relación de la magnitud M_w versus la distancia hipocentral (km), de los sismos contenidos en la base de datos de la tabla 6.4, la cual expresa el intervalo de validez de los modelos a probar.

Tabla 6.4. Sismos registrados en las estaciones CHI1 y RICC (suelo sedimentario)

| No. de evento | Fecha d/m/a | Mag. (M_w) | Dist. epic. (km) | Prof. (km) | PGA_H (g) | PGA_V (g) | Fuente Sísmica |
|---------------|-------------|----------------|------------------|------------|-------------|-------------|----------------|
| 1 | 25/10/81 | 7.2 | 276.6 | 31.8 | 0.0392 | 0.0220 | Subducción |
| 2 | 07/06/82-1 | 6.9 | 179.2 | 10.7 | 0.0609 | 0.0315 | Subducción |
| 3 | 07/06/82-2 | 6.9 | 143.1 | 18.6 | 0.0426 | 0.0221 | Subducción |
| 4 | 19/09/85 | 8.1 | 266.8 | 21.3 | 0.243 | 0.084 | Subducción |
| 5 | 21/09/85 | 7.5 | 203.7 | 20.8 | 0.1210 | 0.0500 | Subducción |
| 6 | 29/05/86 | 5.2 | 194.9 | 57.2 | 0.0207 | 0.0139 | Profundo |
| 7 | 04/07/94 | 6.4 | 326.5 | 15.0 | 0.0045 | 0.0023 | Subducción |
| 8 | 10/12/94 | 6.4 | 212.9 | 54.0 | 0.0350 | 0.0154 | Profundo |
| 9 | 14/09/95 | 7.3 | 135.1 | 21.8 | 0.0913 | 0.0603 | Subducción |
| 10 | 09/10/95 | 8.0 | 593.8 | 15.0 | 0.0110 | 0.0076 | Subducción |
| 11 | 21/10/95 | 7.2 | 653.3 | 163.8 | 0.0071 | 0.0033 | Profundo |
| 12 | 15/07/96 | 6.6 | 172.4 | 22.4 | 0.0275 | 0.0173 | Subducción |
| 13 | 11/01/97 | 7.1 | 338.4 | 40.0 | 0.0335 | 0.0129 | Subducción |
| 14 | 22/05/97 | 6.5 | 272.3 | 55.5 | 0.0170 | 0.0092 | Profundo |
| 15 | 15/06/99 | 6.9 | 245.1 | 61.2 | 0.1069 | 0.0641 | Profundo |
| 16 | 21/07/00 | 5.8 | 135.4 | 56.0 | 0.1267 | 0.0526 | Profundo |
| 17 | 09/08/00 | 6.5 | 312.9 | 33.0 | 0.0158 | 0.0094 | Subducción |
| 18 | 08/10/01 | 5.8 | 48.1 | 15.0 | 0.0678 | 0.0615 | Subducción |
| 19 | 29/10/01 | 5.0 | 47.0 | 15.0 | 0.0058 | 0.0064 | Subducción |
| 20 | 10/11/01 | 5.4 | 201.5 | 15.0 | 0.0108 | 0.0040 | Subducción |
| 21 | 23/01/02 | 5.0 | 94 | 5 | 0.0110 | 0.0072 | Subducción |
| 22 | 30/01/02 | 5.9 | 383 | 116 | 0.0032 | 0.0028 | Profundo |
| 23 | 18/04/02 | 6.7 | 300.8 | 15.0 | 0.0030 | 0.0025 | Subducción |
| 24 | 07/06/02 | 5.5 | 341 | 22 | 0.0025 | 0.0013 | Subducción |
| 25 | 19/06/02 | 5.3 | 187.2 | 24.2 | 0.0054 | 0.0029 | Subducción |
| 26 | 30/08/02 | 5.2 | 134.9 | 24.2 | 0.0024 | 0.0013 | Subducción |
| 27 | 22/01/03 | 7.5 | 487.4 | 26.0 | 0.0275 | 0.0230 | Subducción |
| 28 | 01/01/04 | 6.0 | 201.75 | 15.0 | 0.0123 | 0.0064 | Subducción |
| 29 | 13/04/07 | 6.0 | 70.9 | 42.7 | 0.0943 | 0.0686 | Subducción |

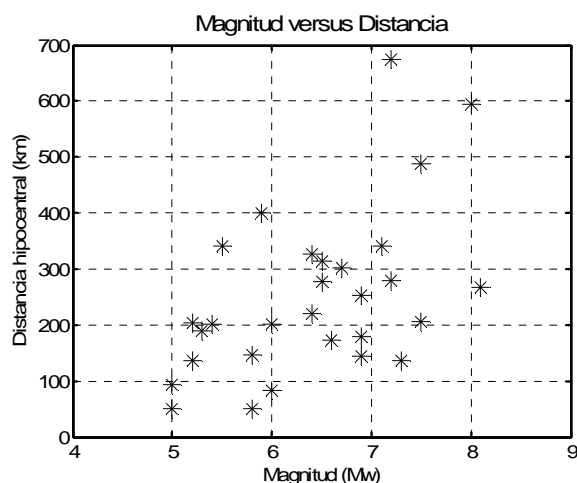


Figura 6.3. Magnitud (M_w) versus distancia hipocentral (km) de acuerdo a la tabla 6.4.

El primer funcional probado corresponde al modelo de la ecuación (6.4). El funcional se probó para una $M_w = 8.1$, considerando dos mecanismos focales, sismos de subducción y profundos, debido a que hasta la fecha no se han registrado sismos corticales, y para una profundidad focal de 25 km. Se realizó una regresión no lineal en una etapa. Los resultados se pueden observar en la figura 6.4 y en las ecuaciones 6.8 a 6.11 los funcionales para cada caso analizado.

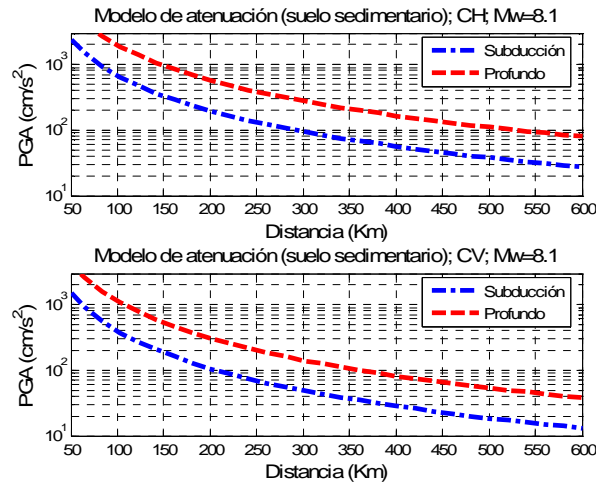


Figura 6.4. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.4).

$$\ln (PGA)_h = -1.56 + 1.44M_w - 1.80\ln(R) - 2.22 \quad (6.8)$$

$$\ln (PGA)_h = -1.56 + 1.44M_w - 1.80\ln(R) - 1.14 \quad (6.9)$$

$$\ln (PGA)_v = -1.42 + 1.40M_w - 1.90\ln(R) - 2.07 \quad (6.10)$$

$$\ln (PGA)_v = -1.42 + 1.40M_w - 1.90\ln(R) - 1.02 \quad (6.11)$$

El segundo funcional probado corresponde al modelo de la ecuación (6.5). El funcional se probó para una $M_w=8.1$, considerando dos diferentes mecanismos focales, y una profundidad focal de 25 km, los resultados se pueden observar en la figura 6.5 y en las ecuaciones 6.12 a 6.15 los funcionales para cada caso.

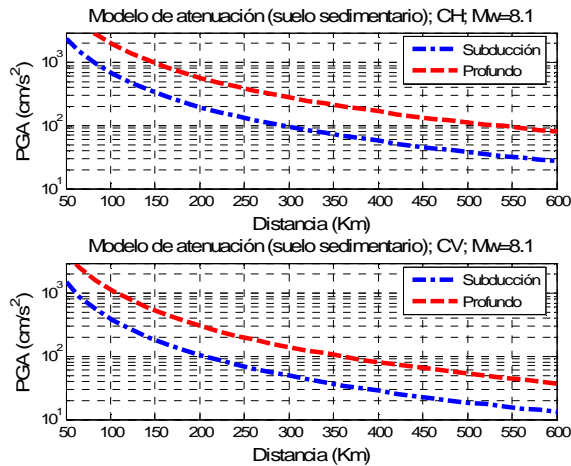


Figura 6.5. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.5).

$$\ln (PGA)_h = -1.51 + 1.42M_w - 1.80\ln R + 0.0002M_w^3 - 2.16 \quad (6.12)$$

$$\ln (PGA)_h = -1.51 + 1.42M_w - 1.80\ln R + 0.0002M_w^3 - 1.09 \quad (6.13)$$

$$\ln (PGA)_v = -1.46 + 1.43M_w - 1.91\ln R - 0.0002M_w^3 - 2.12 \quad (6.14)$$

$$\ln (PGA)_v = -1.46 + 1.43M_w - 1.90\ln R - 0.0002M_w^3 - 1.07 \quad (6.15)$$

El tercer modelo corresponde a la ecuación (6.6). El funcional se probó para una $M_w=8.1$, considerando dos mecanismos focales y profundidad focal de 25 km, como se puede observar en la figura 6.6 y en las ecuaciones 6.16 a 6.19 los funcionales para cada caso.

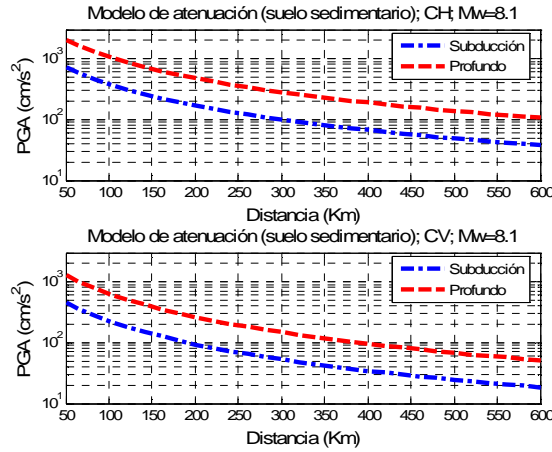


Figura 6.6. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.6).

$$\ln (PGA)_h = -2.55 + 1.56M_w - 1.56 \ln [R + 22.5(M_w - 6) - 0.0015H] - 3.20 \quad (6.16)$$

$$\ln (PGA)_h = -2.55 + 1.56M_w - 1.56 \ln [R + 22.5(M_w - 6) - 0.0015H] - 2.17 \quad (6.17)$$

$$\ln (PGA)_v = -2.43 + 1.54M_w - 1.69 \ln [R + 22.5(M_w - 6) - 0.0015H] - 3.08 \quad (6.18)$$

$$\ln (PGA)_v = -2.43 + 1.54M_w - 1.69 \ln [R + 22.5(M_w - 6) - 0.0015H] - 2.05 \quad (6.19)$$

Finalmente, se probó el funcional correspondiente a la ecuación (6.7), para una magnitud $M_w=8.1$, considerando dos mecanismos focales, y las componentes horizontal y vertical, como se puede apreciar en la figura 6.7 y en las ecuaciones 6.20 a 6.23 los funcionales para cada caso.

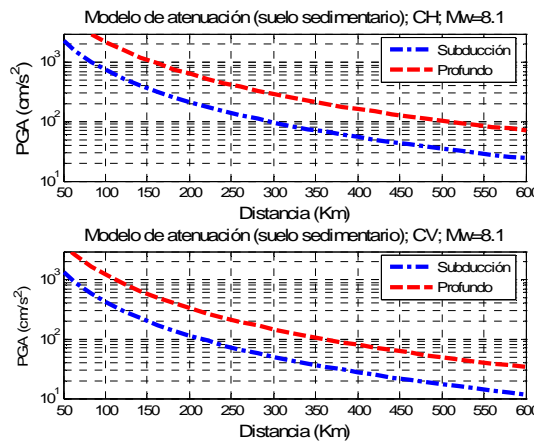


Figura 6.7. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.7).

$$\ln (PGA)_h = -0.58 + 1.47M_w - 2.14 \ln (R + 25) - 1.24 \quad (6.20)$$

$$\ln (PGA)_h = -0.58 + 1.47M_w - 2.14 \ln (R + 25) - 0.15 \quad (6.21)$$

$$\ln (PGA)_v = -0.43 + 1.42M_w - 2.23 \ln (R + 25) - 1.08 \quad (6.22)$$

$$\ln (PGA)_v = -0.43 + 1.42M_w - 2.23 \ln (R + 25) - 0.02 \quad (6.23)$$

Las relaciones de atenuación que mejor predicen el movimiento fuerte en suelo sedimentario en Chilpancingo, son los funcionales de las ecuaciones (6.4), (6.5) y (6.7), pero se tomará el funcional de la ecuación (6.4) como el más adecuado debido a su sencillez y porque además no incluye ningún efecto de sitio. Por tanto, para predecir el movimiento fuerte en roca (suelo firme), con los datos de la tabla 6.5, se usó dicho funcional.

Tabla 6.5. Sismos registrados en la estación CHIL y PTQL (suelo firme)

| No. de evento | Fecha D/M/A | Mag. (M_w) | Dist. epic. (km) | Prof. (km) | PGAH (g) | PGAV (g) | Fuente Sísmica |
|---------------|-------------|----------------|------------------|------------|----------|----------|----------------|
| 1 | 31/05/90 | 5.8 | 104.7 | 26.0 | 0.0068 | 0.0049 | Subducción |
| 2 | 10/09/90 | 4.6 | 88 | 40 | 0.0059 | 0.0039 | Subducción |
| 3 | 25/03/91 | 4.6 | 48 | 53 | 0.0049 | 0.0049 | Profundo |
| 4 | 21/05/91 | 4.9 | 43.7 | 44.0 | 0.0146 | 0.0127 | Profundo |
| 5 | 09/01/92 | 4.7 | 43.0 | 33.0 | 0.0059 | 0.0043 | Subducción |
| 6 | 15/05/93 | 6.0 | 198.0 | 38.5 | 0.0107 | 0.0074 | Subducción |
| 7 | 24/10/93 | 6.6 | 118.1 | 21.8 | 0.0212 | 0.0136 | Subducción |
| 8 | 23/05/94 | 6.2 | 112.6 | 69.6 | 0.0071 | 0.0088 | Profundo |
| 9 | 29/10/94 | 4.5 | 56.0 | 49.0 | 0.0046 | 0.0041 | Profundo |
| 10 | 10/12/94 | 6.4 | 219.9 | 54.0 | 0.0044 | 0.0037 | Profundo |
| 11 | 14/09/95 | 7.3 | 126.6 | 21.8 | 0.0297 | 0.0191 | Subducción |
| 12 | 13/03/96 | 5.1 | 86.4 | 29.4 | 0.0076 | 0.0045 | Subducción |
| 13 | 15/07/96 | 6.6 | 177.0 | 22.4 | 0.0049 | 0.0034 | Subducción |
| 14 | 11/01/97 | 7.1 | 345.0 | 40.0 | 0.0044 | 0.0033 | Subducción |
| 15 | 17/07/98 | 4.7 | 77.0 | 39.0 | 0.0071 | 0.0049 | Subducción |
| 16 | 15/06/99 | 6.9 | 244.3 | 61.2 | 0.0236 | 0.0188 | Profundo |
| 17 | 30/09/99 | 7.4 | 300.0 | 46.8 | 0.0179 | 0.0146 | Profundo |
| 18 | 21/07/00 | 5.8 | 136.2 | 56.0 | 0.0235 | 0.0215 | Profundo |
| 19 | 08/10/01 | 5.8 | 49.2 | 15.0 | 0.0153 | 0.0181 | Subducción |
| 20 | 19/11/03 | 5.2 | 66.6 | 69.3 | 0.0279 | 0.0198 | Profundo |

Nuevamente, con el propósito de observar el intervalo de validez del funcional utilizado, en la figura 6.8 se presenta la relación de la magnitud M_w versus la distancia hipocentral (km), de los sismos contenidos en la base de datos de la tabla 6.5.

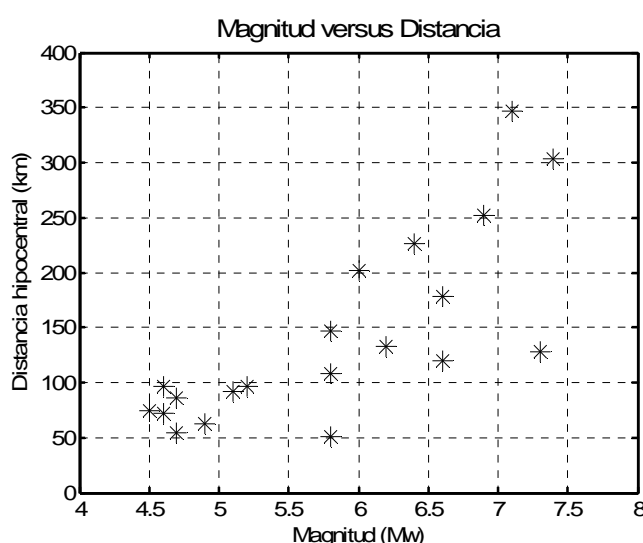


Figura 6.8. Magnitud (M_w) versus distancia hipocentral (km) de acuerdo a la tabla 6.5.

El funcional de la ecuación (6.4) para suelo firme, se probó para una magnitud $M_w=7.4$, considerando dos mecanismos focales, y las componentes horizontal y vertical. En la figura 6.9 se pueden apreciar las relaciones de atenuación y en las ecuaciones 6.24 a 6.27 los funcionales para cada caso.

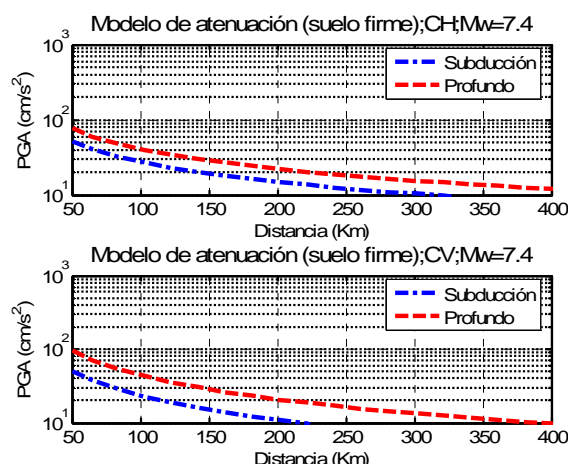


Figura 6.9. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.4) para suelo firme.

$$\ln(PGA)_h = -1.9047 + 0.6618M_w - 0.8861\ln(R) - 2.4832 \quad (6.24)$$

$$\ln(PGA)_h = -1.9047 + 0.6618M_w - 0.8861\ln(R) - 2.0865 \quad (6.25)$$

$$\ln(PGA)_v = -1.7767 + 0.7533M_w - 1.1000\ln(R) - 2.4680 \quad (6.26)$$

$$\ln(PGA)_v = -1.7767 + 0.7533M_w - 1.1000\ln(R) - 1.8206 \quad (6.27)$$

6.4.3 Comparación con modelos regionales y globales

Con base en el procedimiento anterior, se obtuvo un modelo de atenuación para suelo sedimentario y firme, como alternativa para predecir el movimiento fuerte del suelo en el valle de Chilpancingo, considerando la contribución de diferentes fuentes sísmicas identificadas del tipo interplaca (sismos de subducción) e intraplaca (sismos profundos).

En la figura 6.10 se presentan las cuatro relaciones de atenuación probadas en suelo sedimentario de Chilpancingo. Se observa que tres de los funcionales utilizados se ajustan muy bien (ecuaciones 6.4, 6.5 y 6.7) con excepción del funcional de la ecuación (6.6).

Es más difícil comparar modelos de atenuación para suelo sedimentario, debido a que es práctica común calcularlos para suelo firme (roca). En México son muy escasas las estaciones acelerométricas ubicadas en suelos sedimentarios en áreas metropolitanas de ciudades expuestas al peligro sísmico. Además, es muy complicado comparar modelos obtenidos para suelo sedimentario, debido a su gran variabilidad. En este caso se compara el modelo de atenuación de la ecuación (6.4) para suelo sedimentario de este estudio, con el calculado por Gómez Bernal *et al.*, (2004) que también fue propuesto para este tipo de suelo de Chilpancingo, como se puede apreciar en la figura 6.11. Se observa que convergen para las distancias de 50 y 600 km aproximadamente, para distancias intermedias se atenúa más el indicado en este trabajo.

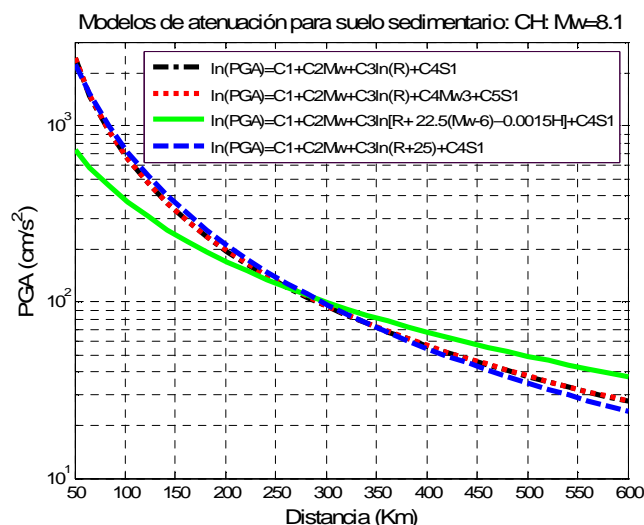


Figura 6.10. Modelos de atenuación probados para suelo sedimentario de Chilpancingo.

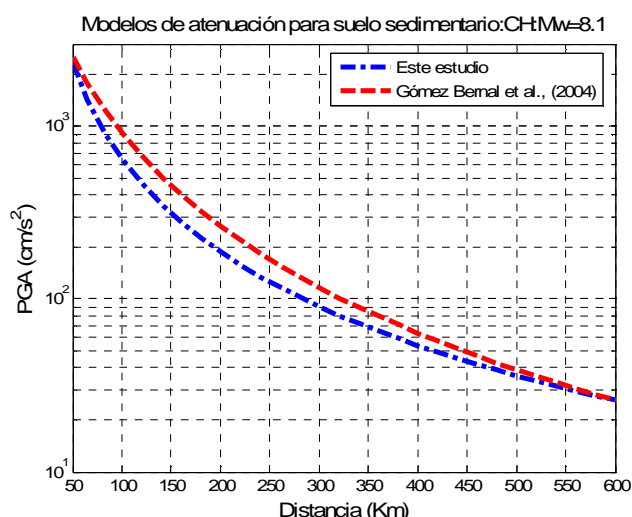


Figura 6.11. Comparativa de modelos de atenuación para suelo sedimentario de Chilpancingo.

Para el caso de modelos de atenuación calculados en roca (suelo firme) se compara con otros trabajos realizados en nuestro continente, por diferentes autores, como se aprecia en la figura 6.12. Los modelos de atenuación se determinaron para un sismo de magnitud $M_w=7.4$, debido a que el intervalo de observaciones en suelo firme incluye solo hasta esa magnitud en nuestro estudio. Se observa que las relaciones de atenuación determinadas para Chile (Saragoni *et al.*, 2004) y Perú (Casaverde y Vargas, 1980) predicen aceleraciones máximas del suelo firme mucho mayores con respecto a las de México (Ordaz *et al.*, 1989 y este estudio) y EU (Youngs *et al.*, 1988). Llama la atención como se separan los grupos de relaciones de atenuación, según la región sísmica estudiada, lo que hace inferir que los sismos de México y Estados Unidos, producen menores aceleraciones máximas del suelo, comparados con los de la región Sur del continente Americano. De acuerdo con estos resultados se infieren efectos de directividad, geológicos o del mecanismo focal.

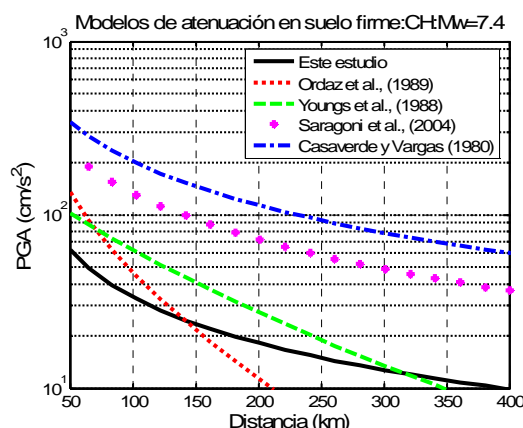


Figura 6.12. Comparativa de modelos de atenuación para suelo firme.

6.5. MODELO DE ATENUACIÓN ESPECTRAL

Una de las herramientas más útiles para propósitos de ingeniería sísmica es el espectro de respuesta. En la actualidad el espectro de respuesta es la base de la mayoría de los reglamentos de diseño sísmico en el mundo, con el se establecen las fuerzas de diseño con las que se proporciona la rigidez, resistencia y ductilidad a las estructuras. El espectro de respuesta elástico para un registro del movimiento fuerte del suelo caracterizado por una historia de aceleraciones, representa la respuesta máxima de una serie de osciladores de un grado de libertad para un intervalo de periodos y un amortiguamiento determinado. Los tipos de espectros de respuesta elástica comúnmente empleados son los de aceleración absoluta, de velocidad relativa o bien de desplazamiento relativo.

En los estudios de peligro sísmico el interés se centra en estimar el espectro de respuesta para sismos futuros. Para hacerlo se han desarrollado distintos procedimientos, entre ellos destaca el escalar una forma espectral normalizada, que en resumen consiste en multiplicar una forma espectral normalizada por un cierto nivel de aceleración máxima del terreno, con el objeto de obtener una estimación del espectro de aceleraciones (Housner, 1959; Kanai, 1961). Otro procedimiento es el uso del espectro de Amplitudes de Fourier; en esta técnica se toma el espectro de amplitudes de Fourier como un estimador de la densidad espectral y junto con una estimación de la duración de la respuesta de un oscilador de un grado de libertad sometido a una excitación sísmica en su base, permite estimar las ordenadas del espectro de respuesta (Udwadia y Trifunac, 1974). Finalmente, la relación de atenuación espectral, es una extensión a varios periodos de las relaciones de atenuación para estimar movimientos máximos del suelo (PGA). Esto implica, calcular a través de una regresión una serie de coeficientes para cada periodo, de acuerdo con el funcional que se use, con el propósito de describir el espectro de respuesta. De los tres procedimientos anteriores, el de espectro de amplitudes de Fourier y el de la relación de atenuación espectral tienen en cuenta la variación de la forma del espectro de respuesta con la magnitud y la distancia, mientras que el de escalar una forma espectral normalizada no.

El desarrollo de relaciones de atenuación espectrales comenzó en la década de los años setenta del siglo anterior en los Estados Unidos, con los estudios realizados por McGuire (1974) y Trifunac y Anderson (1978); recientemente destacan los trabajos publicados en Seismological Research Letter (No. 1 del año de 1997) que contiene los últimos avances en el tema, así como los publicados en Earthquake Spectra (No. 1 del año de 2008) sobre el proyecto Próxima Generación de Atenuación (NGA). El objetivo del presente trabajo consiste en desarrollar un modelo de atenuación espectral aplicable a la estación CHIL (suelo firme), así como para CHI1-RICC (suelo sedimentario), que

permita estimar el espectro de pseudoaceleraciones absolutas para un 5% del amortiguamiento crítico. Se tomó como referencia el modelo de atenuación propuesto por Youngs (1988, 1997), dependiente de la magnitud y la distancia para sismos de subducción (mecanismo inverso), expresado en la ecuación (6.28).

$$\ln Sa(T) = \alpha_1(T) + \alpha_2(T)(M) + \alpha_3 \ln(R) \quad (6.28)$$

Primero, se determinó el modelo espectral en roca (suelo firme). Los registros que se tomaron para la regresión fueron los correspondientes a sismos de subducción y profundos con magnitud entre $4.5 \leq M_w \leq 7.4$, observados entre el 31/05/1990 al 19/11/2003 en la estación CHIL y PTQL. Los registros tienen distancias epicentrales comprendidas entre 43 y 345 km. Los espectros de respuesta utilizados para la regresión fueron contruidos considerando la dirección de máxima PGA de las componentes horizontales del movimiento del suelo NS y EO. En la figura 6.13 se presentan los espectros estimados (5%) en suelo firme considerando el hipocentro a 90 km de distancia de Chilpancingo para sismos de magnitud 7.3, 7.0 y 6.0, considerando en la regresión solo sismos de subducción con magnitudes entre $4.6 \leq M_w \leq 7.3$ (ver tabla 6.5), mientras que en la figura 6.14 para sismos con magnitudes de 7.4, 7.0 y 6.0, considerando en la regresión sismos de subducción y profundos con magnitudes entre $4.5 \leq M_w \leq 7.4$ (ver tabla 6.5).

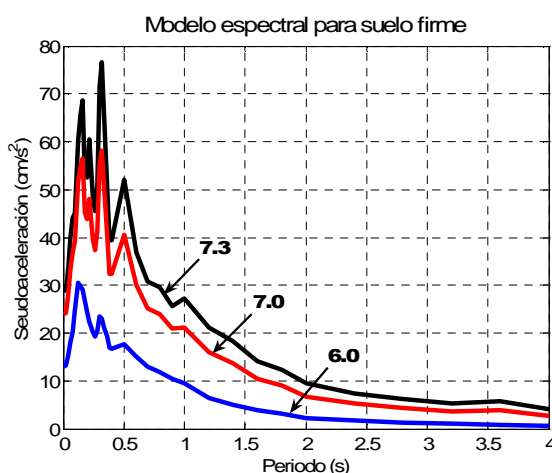


Figura 6.13. Espectros estimados (5%) en roca (suelo firme) considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción).

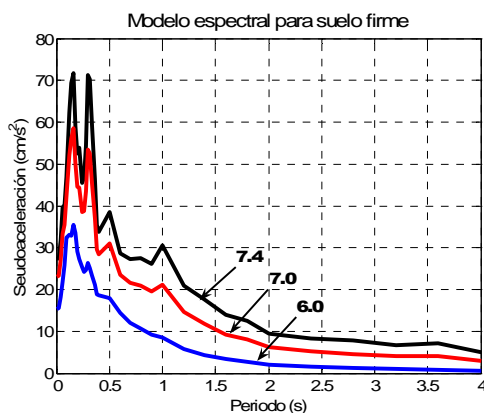


Figura 6.14. Espectros estimados (5%) en suelo firme considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción y profundos).

Finalmente, en la figura 6.15 se presentan los espectros estimados (5%) en suelo firme para un sismo de magnitud 7.3 generado a distancias hipocentrales de 90, 140, 165 y 220 km, considerando en la regresión solo sismos de subducción.

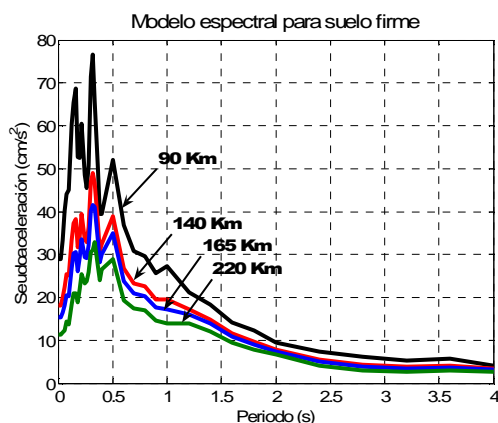


Figura 6.15. Espectros estimados (5%) en suelo firme para un sismo de magnitud 7.3 generado a diferentes distancias hipocentrales (sismos de subducción).

Por último, se calculó el modelo espectral para suelo sedimentario. Los registros que se tomaron para la regresión fueron los correspondientes a sismos de subducción y profundos con magnitud entre $5.0 \leq M_w \leq 8.1$, observados entre el 25/10/1981 al 13/04/2007 en las estaciones CHI1-RICC. Los registros tienen distancias epicentrales comprendidas entre 47 y 653 km.

En la figura 6.16 se presentan los espectros estimados (5%) en suelo sedimentario considerando el hipocentro a 90 km de distancia de Chilpancingo para sismos de magnitud 8.1, 7.7, 7.5 y 7.4, tomando solo sismos de subducción en la regresión con magnitudes entre $5.0 \leq M_w \leq 8.1$ (ver tabla 6.4), mientras que en la figura 6.17 los espectros estimados para magnitudes de 8.1, 7.7, 7.5 y 7.4, considerando sismos de subducción y profundos con magnitudes entre $5.0 \leq M_w \leq 8.1$ (ver tabla 6.4). Para terminar, en la figura 6.18 se presentan los espectros estimados (5%) en suelo sedimentario para un sismo de magnitud 8.1 generado a distancias hipocentrales de 90, 140, 165 y 220 km, considerando en la regresión solo sismos de subducción.

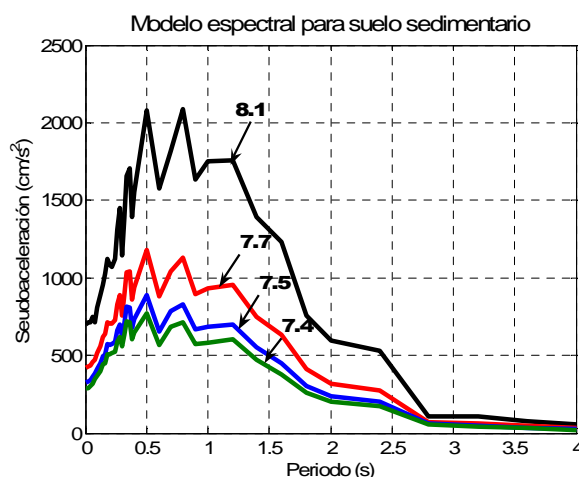


Figura 6.16. Espectros estimados (5%) en suelo sedimentario considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción).

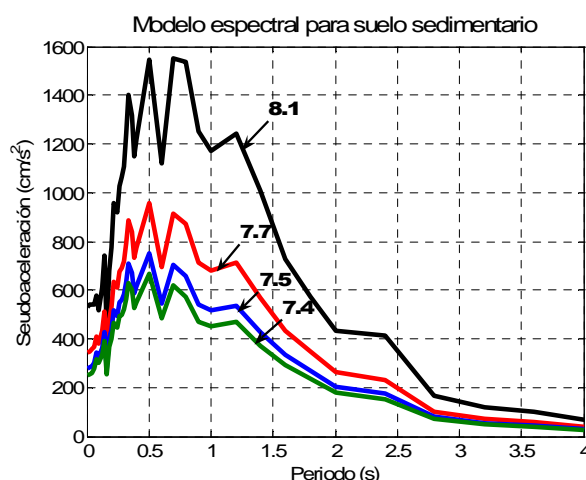


Figura 6.17. Espectros estimados (5%) en suelo sedimentario considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción y profundos).

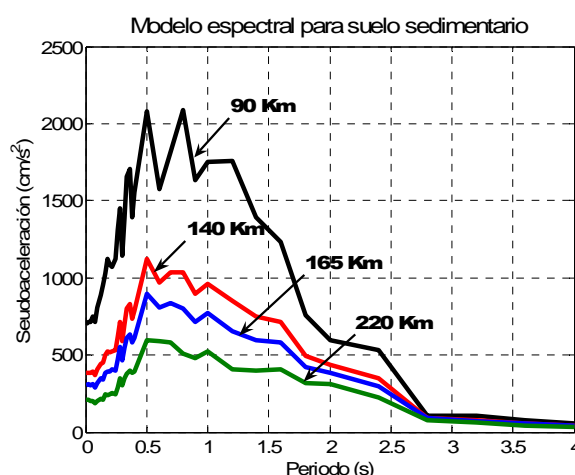


Figura 6.18. Espectros estimados (5%) en suelo sedimentario para un sismo de magnitud 8.1 generado a diferentes distancias hipocentrales (sismos de subducción).

En el caso de suelo firme, el peor escenario que se observó fue para una distancia hipocentral de 90 km utilizando en la regresión solo sismos de subducción, correspondiendo una pseudoaceleración máxima de 77 cm/s^2 a un periodo de aproximadamente 0.3 s, mientras que para suelo sedimentario, el peor escenario se presenta nuevamente para una distancia hipocentral de 90 km utilizando en la regresión solo sismos de subducción, correspondiendo una pseudoaceleración máxima ligeramente arriba de 2000 cm/s^2 a una banda de periodos entre 0.5 y 0.7 s.

6.6. CONCLUSIONES

Contar con una base de datos confiable de los sismos registrados en suelo sedimentario y firme de cada una de las fuentes es lo más recomendable. La base de datos de la tabla 6.4 se generó a partir de dos estaciones ubicadas en suelo sedimentario, la estación CHI1 instalada en el centro de Chilpancingo y la RICC en la Unidad Académica de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Guerrero, a

aproximadamente 1.6 km de distancia una de la otra (cercanas). Con un periodo de cerca de 30 años de registro entre las dos estaciones, con sismos de gran magnitud, aunque algunos con epicentros relativamente lejanos, ayudaron a estimar modelos de atenuación en suelo sedimentario. En cambio, para la base de datos de la tabla 6.5, el periodo de registro es de apenas 15 años, con sismos de menor magnitud, aunque con epicentros más cercanos, suministrada por las estaciones CHIL y PTQL, ubicadas en suelo firme (al Sur del valle).

Todos los funcionales probados predicen una respuesta del terreno razonable como puede observarse en la figura 6.9, pero se tomó el de la ecuación (6.4) para determinar el peligro determinista en el capítulo 9, debido a su sencillez y que además no incluye efecto de sitio alguno, porque en este caso se contó con registros en suelo sedimentario y suelo firme. Como ya se mencionó, en las dos bases de datos se carece de sismos de gran magnitud con epicentros cercanos (alrededor de 100 km), lo cual impide describir el peor escenario de peligro sísmico para Chilpancingo.

Los modelos de atenuación proporcionan la máxima aceleración del suelo en el sitio, debido a sismo, y juegan un papel muy importante en la valoración del peligro o riesgo sísmico del lugar, ya sea determinista o probabilista. Se observó que las leyes de atenuación determinadas para Chile (Saragoni *et al.*, 2004) y Perú (Casaverde y Vargas, 1980) predicen aceleraciones máximas del suelo firme mucho mayores con respecto a las de México (Ordaz *et al.*, 1989 y este estudio) y EU (Youngs *et al.*, 1988).

Una de las herramientas más útiles para propósitos de ingeniería sísmica (estructural) es obtener el espectro de respuesta. Además, en cualquier estudio de peligro sísmico el interés se centra en estimar el espectro de respuesta para un sitio dado, los cuales se plasman en los Reglamentos de Construcciones cuando son tomados como de diseño. Razón por la cual, se obtuvieron los espectros estimados para diferentes escenarios sísmicos utilizando las bases de datos de registros en suelo sedimentario y firme. Se encontró que los sismos de subducción generan las mayores ordenadas espectrales y por tanto el mayor peligro sísmico para Chilpancingo, principalmente en suelo sedimentario.

El peor escenario resultó el espectro estimado (5%) en suelo sedimentario para un sismo de magnitud 8.1 generado a una distancia hipocentral de 90 km utilizando en la regresión solo sismos de subducción. Las limitaciones que pueden tenerse al considerar este peor escenario están relacionadas con el intervalo del periodo de observación y los errores posibles a la técnica utilizada que depende de la calidad y cantidad de la información.

CAPÍTULO 7. RELACIÓN ENTRE ACELERACIÓN MÁXIMA, VELOCIDAD MÁXIMA E INTENSIDAD DE MERCALLI MODIFICADA EN CHILPANCINGO

7.1. CONCEPTOS GENERALES

La intensidad sísmica tradicionalmente ha sido usada a nivel mundial como un parámetro para cuantificar el patrón de sacudida y la extensión del daño por sismo. Aunque se ha venido usando desde antes de la instrumentación sísmica moderna, sigue siendo un medio útil de descripción del nivel de sacudida, de una manera simplificada. La intensidad sísmica, es todavía con frecuencia el único parámetro observado que cuantifica el nivel de sacudida del terreno después de sismos dañinos en la mayor parte del mundo. En México, esto ha sido usado históricamente, y con mucha probabilidad será usado después de futuros terremotos.

Desde hace mucho tiempo (ver por ejemplo a Wood y Neumann, 1931 y a Richter, 1958) se han hecho intentos por establecer relaciones de la Intensidad de Mercalli Modificada con la aceleración máxima del terreno (PGA), y con la velocidad máxima del terreno (PGV), al relacionar los registros del movimiento fuerte máximo del terreno con las intensidades observadas durante sismos fuertes. En efecto, a partir de los estudios de Trifunac y Brady (1975) sobre este tema, y hasta el día de hoy, existe una cantidad considerablemente mayor de datos sobre movimiento fuerte del terreno, en particular, para las amplitudes más grandes del movimiento del terreno. Un criterio útil es correlacionar sólo aquellos valores donde la estación de registro del movimiento fuerte del terreno esté cerca de la observación de la Intensidad de Mercalli Modificada (máximo de 3 kilómetros).

Las primeras comparaciones del movimiento máximo (pico) del terreno e intensidades estuvieron basadas principalmente sobre las regresiones de intensidad contra la aceleración máxima, y en unos pocos casos, contra la velocidad y el desplazamiento máximo. El propósito de este capítulo, es desarrollar relaciones que puedan ser usadas para estimar aceleraciones y velocidades máximas de sismos del pasado, de los que solo se conocen sus intensidades sísmicas, así como para inferir valores de PGA ó PGV de manera aproximada en estudios de sismos futuros.

7.2. INTENSIDADES E ISOSISTAS

La intensidad es un parámetro para la descripción del efecto destructivo del sismo (efecto macrosísmico) en el sitio donde es percibido. Su valor depende del sitio de observación, y puede disminuir con el incremento de la distancia de la fuente al sitio de observación. Generalmente, la intensidad máxima puede ser observada cerca del epicentro del sismo. Existen muchas escalas de intensidad, en América del Norte, la escala más popular es la Escala de Mercalli Modificada, de doce grados. Los efectos devastadores se pueden esperar del grado VI en adelante.

Para este trabajo fue necesario contar con las intensidades e isosistas de temblores que han afectado fuertemente el Estado de Guerrero y especialmente a la ciudad de Chilpancingo. En las figuras 7.1 a 7.9, se presentan simultáneamente las isosistas y las isoaceleraciones, de los sismos utilizados en este estudio (nueve sismos). En las isosistas se indica la localización del epicentro (estrella) y la ubicación de algunas ciudades, principalmente la ciudad de Chilpancingo (puntos negros) y en las isoaceleraciones la localización de las estaciones de registro sísmico (puntos negros). Se observa una buena correlación entre las isosistas e isoaceleraciones en la mayoría de los sismos estudiados.

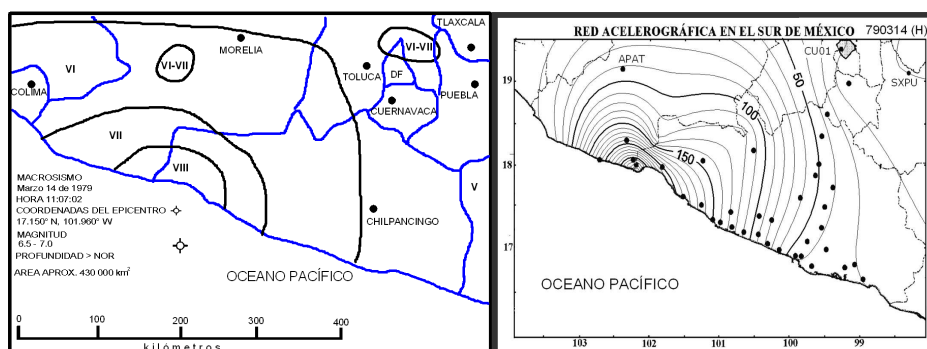


Figura 7.1. Isosistas según Figueroa (1986), e isoaceleraciones del sismo del 14 de marzo de 1979.

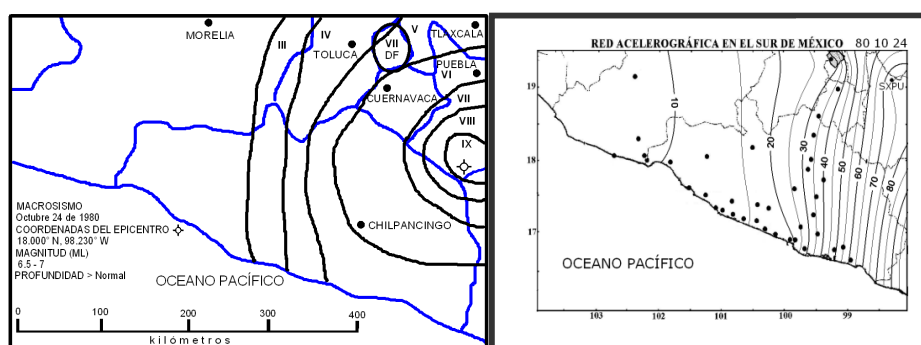


Figura 7.2. Isosistas según Figueroa (1986), e isoaceleraciones del sismo del 24 de octubre de 1980.

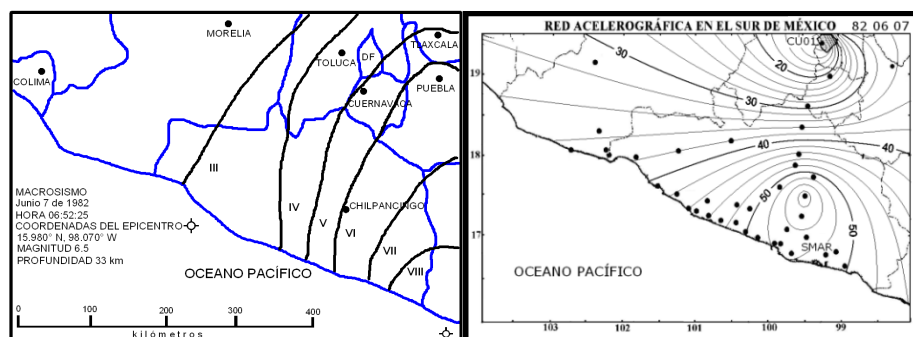


Figura 7.3. Isosistas según Figueroa (1986), e isoaceleraciones del sismo del 7 de junio de 1982.

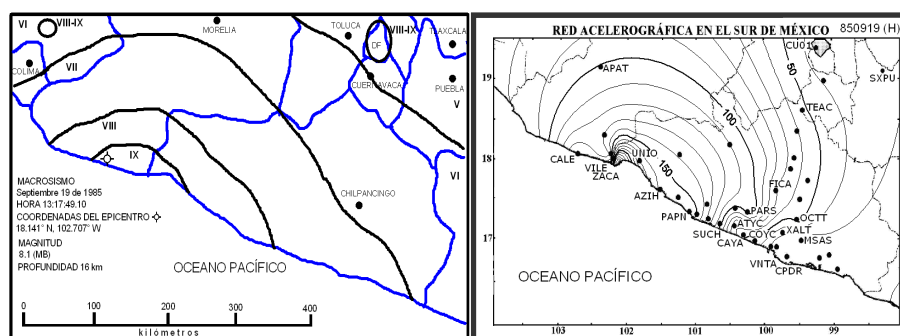


Figura 7.4. Isosistas según Martínez y Javier (1987), e isoaceleraciones del sismo del 19/09/1985.

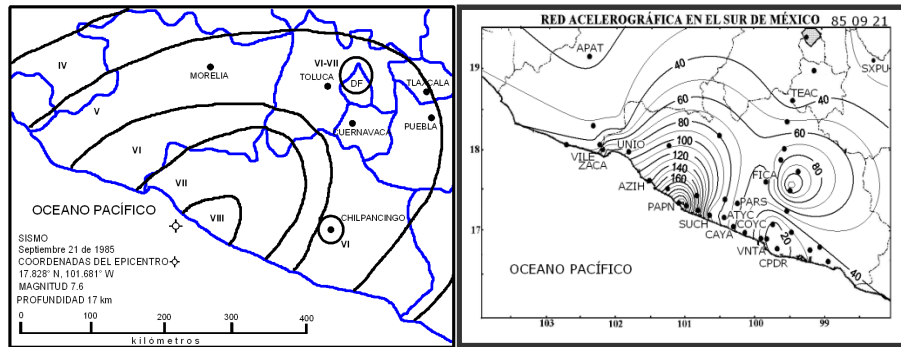


Figura 7.5. Isosistas e Isoaceleraciones del sismo del 21 de septiembre de 1985.

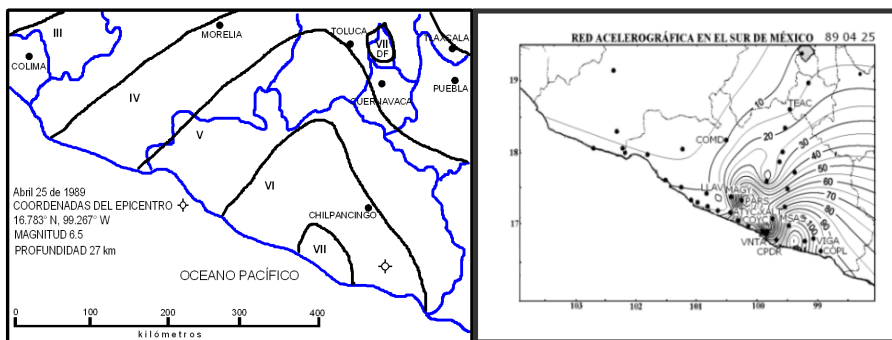


Figura 7.6. Isosistas e isoaceleraciones del sismo del 25 de abril de 1989.

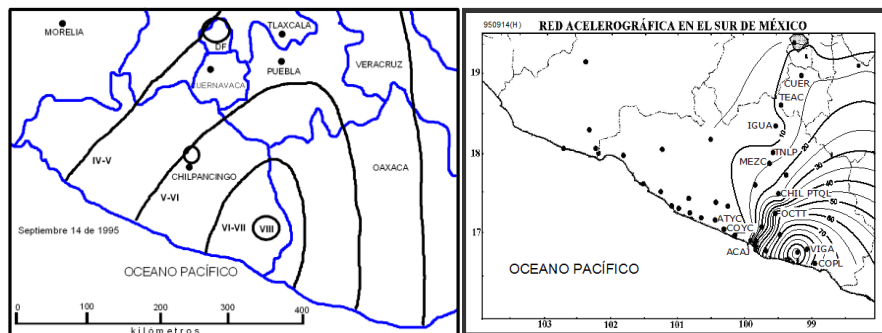


Figura 7.7. Isosistas según Sordo et al., 1996 e isoaceleraciones del sismo del 14 de septiembre de 1995.

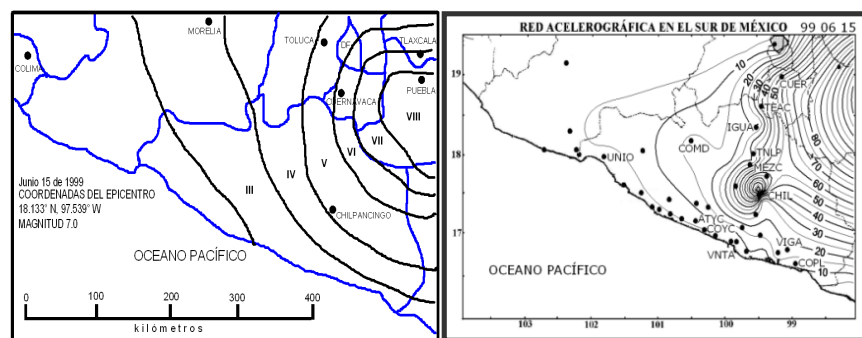


Figura 7.8. Isosistas según CENAPRED e isoaceleraciones del sismo del 15 de junio de 1999.



7.3 RELACIÓN ENTRE ACELERACIÓN MÁXIMA, VELOCIDAD MÁXIMA E INTENSIDAD DE MERCALLI MODIFICADA

Para construir las relaciones PGA ó PGV contra IMM es necesario contar con los registros de aceleraciones y velocidades máximas del terreno. Para esto se seleccionaron diez macrosismos con magnitud entre 6.8 y 8.1, ocho de subducción y dos profundos, como se puede observar en la tabla 7. 1.

Tabla 7.1. Características de los sismos usados en este estudio

| Fuente sísmica | Fecha (GMT) | Tiempo (GMT) | Lat. (N) | Long. (W) | Prof. (km) | Magnitud (varias) | Intensidad máxima (MM) |
|----------------|-------------|--------------|----------|-----------|------------|-------------------|------------------------|
| GC | 1979/03/14 | 11:07:15 | 17.75 | -101.26 | 25 | 7.4 | VIII |
| I | 1980/10/24 | 14:53:36 | 18.17 | -98.22 | 65 | 7.1 | IX |
| OM | 1982/06/07 | 06:52:33 | 16.42 | -98.25 | 6 | 6.9 | VIII |
| OM | 1982/06/07 | 10:59:40 | 16.52 | -98.34 | 19 | 7.0 | VIII |
| MI | 1985/09/19 | 13:17:49 | 18.42 | -102.47 | 15 | 8.1 | IX |
| MI | 1985/09/21 | 01:37:14 | 17.828 | -101.68 | 17 | 7.6 | IX |
| ASM | 1989/04/25 | 14:29:03 | 16.80 | -99.28 | 23 | 6.8 | VII |
| OM | 1995/09/14 | 14:04:33 | 16.75 | -98.67 | 21 | 7.3 | VIII |
| I | 1999/06/15 | 20:42:00 | 18.13 | -97.53 | 60 | 7.0 | VIII |
| OC | 1999/09/30 | 16:31:13 | 16.06 | -97.00 | 39 | 7.4 | VIII |

La tabla 7.2 contiene las características de las estaciones y sitios donde se ubican, así como las PGA y PGV obtenidas del procesamiento de los registros (Seismo Signal versión 3.3.0), que se usaron en la estimación de las relaciones entre la Intensidad de Mercalli Modificada (IMM) y la aceleración máxima, PGA, ó la velocidad máxima, PGV, considerando sismos de subducción (interplaca) y profundos (intraplaca). No se incluyeron todas las estaciones de la zona del Lago de la Ciudad de México.

Tabla 7.2. Datos usados para estimar las relaciones entre IMM y PGA ó PGV

| Nombre de la Estación | Clave | Localización (Lat. y Long.) | | PGA _H (cm/s ²) | PGV _H (cm/s) | Intensidad MM | Tipo de suelo |
|--------------------------------------|-------|-----------------------------|--------|---------------------------------------|-------------------------|---------------|---------------|
| Sismo del 14 de Marzo de 1979 | | | | | | | |
| Acap. Pelandini | ACAP | 16.84 | 99.91 | 35.87 | 2.00 | V | Roca |
| Apatzingán | APAT | 19.08 | 102.35 | 61.33 | 2.80 | VI | Sedimento |
| Altamirano | CALT | 18.36 | 100.66 | 119.68 | 3.46 | VII | Sedimento |
| IIUNAM | CU01 | 19.33 | 99.18 | 19.65 | 1.95 | V | Roca |
| Presa Infiernillo | INCM | 18.28 | 101.90 | 118.54 | 6.20 | VIII | Enrocam. |

| | | | | | | | |
|---|------|-------|--------|---------------|--------------|------|-------------|
| SICARTSA | SICS | 17.93 | 102.20 | 157.10 | 8.29 | VIII | Aluvial |
| SISMEX CU | SXCU | 19.33 | 99.18 | 16.21 | 1.37 | V | Roca |
| SISMEX Puebla | SXPU | 19.04 | 98.21 | 15.22 | 2.03 | V | Travertino |
| Texcoco | TXSO | 19.58 | 99.02 | 52.49 | 5.14 | VI | Arcilla |
| Sismo del 24 de Octubre de 1980 | | | | | | | |
| Acapulco SOP | ACAS | 16.86 | 99.89 | 18.37 | 0.65 | IV | Aluvial |
| Minatitlán | MINA | 17.98 | 94.54 | 9.95 | 0.51 | III | Aluvial |
| Oaxaca F. M. | OAXM | 17.08 | 96.72 | 158.68 | 3.17 | VII | Aluvial |
| Pajaritos | PAJA | 18.11 | 94.39 | 31.31 | 1.23 | IV | Aluvial |
| SISMEX C. U. | SXCU | 19.33 | 99.18 | 27.22 | 1.96 | V | Roca |
| SISMEX Puebla | SXPU | 19.04 | 98.21 | 78.69 | 5.45 | VI | Travertino |
| SAHOP | SXSO | 19.39 | 99.15 | 34.28 | 3.00 | V | Arcilla |
| Presa Temascal | TEMD | 18.23 | 96.42 | 40.71 | 1.48 | VI | Lutitas |
| Texcoco | TXCL | 19.48 | 98.99 | 47.67 | 3.67 | VI | Arcilla |
| Sismo del 7 de Junio de 1982 | | | | | | | |
| Chilpancingo | CHII | 17.55 | 99.50 | 57.17 | 4.97 | VI | Sedimento |
| IIUNAM | CU01 | 19.33 | 99.18 | 11.69 | 1.67 | IV | Roca |
| Presa MADIN | MADM | 19.54 | 99.26 | 12.81 | 0.79 | IV | Enrocam. |
| Oaxaca F. M. | OAXM | 17.08 | 96.72 | 36.97 | 1.77 | VI | Aluvial |
| San Marcos | SMAR | 16.80 | 99.40 | 51.48 | 1.52 | VI | Aluvial |
| Texcoco | TXSO | 19.58 | 99.02 | 34.54 | 4.89 | V | Arcilla |
| Sismo del 19 de septiembre de 1985 | | | | | | | |
| Acap. Pelandini | ACAP | 16.84 | 99.91 | 27.70 | 1.62 | VI | Roca |
| Apatzingán | APAT | 19.08 | 102.35 | 81.30 | 9.43 | VII | Sedimento |
| Atoyac | ATYC | 17.21 | 100.43 | 59.80 | 8.34 | VII | Roca |
| Aerop. Zihuat. | AZIH | 17.60 | 101.46 | 155.26 | 21.61 | IX | Roca |
| Caleta Campos | CALE | 18.07 | 102.76 | 152.21 | 34.52 | IX | Roca |
| Presa Caracol | CAMI | 17.95 | 99.97 | 84.25 | 5.49 | VII | Areniscas |
| Chilpancingo | CHII | 17.55 | 99.50 | 177.08 | 17.22 | IX | Sedimento |
| Coyuca | COYC | 16.97 | 100.08 | 42.00 | 7.81 | VI | Roca |
| Cerro de Piedra | CPDR | 16.77 | 99.63 | 25.80 | 3.89 | VI | Roca |
| IIUNAM | CUIP | 19.33 | 99.18 | 33.10 | 9.45 | VI | Roca |
| Filo de Caballo | FICA | 17.65 | 99.84 | 69.15 | 4.62 | VII | Roca |
| Presa Infiernillo | INMD | 18.28 | 101.90 | 142.00 | 8.25 | VIII | Brechas |
| Presa MADIN | MADI | 19.54 | 99.26 | 9.78 | 2.40 | IV | Roca fract. |
| Las Mesas | MSAS | 17.01 | 99.46 | 22.30 | 4.13 | V | Roca |
| El Ocotito | OCTT | 17.25 | 99.51 | 54.66 | 5.68 | VII | Roca |
| Papanao | PAPN | 17.33 | 101.04 | 151.61 | 8.69 | VIII | Roca |
| El Paraíso | PARS | 17.34 | 100.21 | 103.92 | 10.20 | VII | Roca |
| El Suchil | SUCH | 17.23 | 100.64 | 107.03 | 14.32 | VII | Roca |
| SISMEX Puebla | SXPU | 19.04 | 98.21 | 32.60 | 7.09 | V | Travertino |
| Teacalco | TEAC | 18.62 | 99.45 | 49.11 | 8.52 | VI | Roca |
| La Unión | UNIO | 17.98 | 101.81 | 191.90 | 35.16 | IX | Roca |
| Presa la Villita | VILE | 18.02 | 102.21 | 103.53 | 42.51* | VIII | Roca |
| La Venta | VNTA | 16.92 | 99.82 | 18.81 | 8.77 | V | Roca |
| Xaltianguis | XALT | 17.10 | 99.72 | 23.63 | 7.65 | V | Roca |
| Zacatula | ZACA | 18.01 | 102.18 | 273.16 | 35.96 | IX | Sedimento |
| Sismo del 21 de Septiembre de 1985 | | | | | | | |
| Acap. Pelandini | ACAP | 16.84 | 99.91 | 25.96 | 0.88 | V | Roca |
| Apatzingán | APAT | 19.08 | 102.35 | 19.59 | 1.07 | V | Sedimento |
| Atoyac | ATYC | 17.21 | 100.43 | 78.68 | 9.73 | VII | Roca |
| Aerop. Zihuat. | AZIH | 17.60 | 101.46 | 142.40 | 23.21 | VIII | Roca |
| Presa Caracol | CARI | 17.95 | 99.97 | 62.41 | 1.48 | VII | Areniscas |

Estudio de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, Guerrero

| | | | | | | | |
|---|------|-------|--------|---------|--------|------|-------------|
| Cayaco | CAYA | 17.05 | 100.27 | 57.76 | 2.37 | VI | Sedimento |
| Chilpancingo | CHI1 | 17.55 | 99.50 | 117.92 | 8.09 | VII | Sedimento |
| Coyuca | COYC | 16.97 | 100.08 | 47.05 | 3.91 | VI | Roca |
| Cerro de Piedra | CPDR | 16.77 | 99.63 | 13.28 | 1.89 | IV | Roca |
| Filo de Caballo | FICA | 17.65 | 99.84 | 53.32 | 2.36 | VI | Roca |
| Presa Infiernillo | INMD | 18.28 | 101.90 | 34.17 | 2.24 | VI | Brechas |
| Papanao | PAPN | 17.33 | 101.04 | 249.41 | 9.13 | VIII | Roca |
| El Paraíso | PARS | 17.34 | 100.21 | 577.48* | 20.05* | VII | Roca |
| El Suchil | SUCH | 17.23 | 100.64 | 81.93 | 11.20 | VII | Roca |
| SISMEX Puebla | SXPU | 19.04 | 98.21 | 24.82 | 2.21 | V | Travertino |
| Teacalco | TEAC | 18.62 | 99.45 | 32.32 | 6.98 | V | Roca |
| Texcoco | TXCL | 19.48 | 98.99 | 35.14 | 5.83 | VI | Arcilla |
| La Unión | UNIO | 17.98 | 101.81 | 87.93 | 13.36 | VII | Roca |
| Presa la Villita | VILE | 18.02 | 102.21 | 46.23 | 14.08 | VI | Roca |
| La Venta | VNTA | 16.92 | 99.82 | 15.80 | 2.96 | V | Roca |
| Xaltianguis | XALT | 17.10 | 99.72 | 16.39 | 4.06 | V | Roca |
| Zacatula | ZACA | 18.01 | 102.18 | 79.15 | 9.82 | VII | Sedimento |
| Sismo del 25 de abril de 1989 | | | | | | | |
| Acap. Pelandini | ACAP | 16.84 | 99.91 | 101.18 | 6.06 | VII | Roca |
| Atoyac | ATYC | 17.21 | 100.43 | 18.08 | 2.93 | V | Roca |
| Presa Caracol | CAMI | 17.95 | 99.97 | 28.92 | 2.69 | VI | Areniscas |
| Comunidad | COMD | 18.12 | 100.51 | 8.89 | 2.06 | IV | Roca |
| Copala | COPL | 16.61 | 98.97 | 103.82 | 4.87 | VII | Roca |
| Coyuca | COYC | 16.97 | 100.08 | 81.05 | 3.06 | VII | Roca |
| Cerro de Piedra | CPDR | 16.77 | 99.63 | 99.05 | 8.67 | VII | Roca |
| Ciudad Serdán | CSER | 18.99 | 97.38 | 15.53 | 2.77 | IV | Roca |
| IIUNAM | CU03 | 19.33 | 99.18 | 12.49 | 4.65 | IV | Roca |
| Filo de Caballo | FIC2 | 17.65 | 99.84 | 15.93 | 3.97 | V | Roca |
| La Llave | LLAV | 17.35 | 100.79 | 11.76 | 1.86 | IV | Roca |
| Magueyes | MAGY | 17.38 | 100.58 | 7.10 | 1.80 | IV | Roca |
| Las Mesas | MSAS | 17.01 | 99.46 | 108.78 | 10.89 | VII | Roca |
| Ocotillo | OCLL | 17.04 | 99.88 | 33.65 | 2.81 | VI | Roca |
| El Ocotito | OCTT | 17.25 | 99.51 | 208.45* | 9.50 | VII | Roca |
| El Paraíso | PARS | 17.34 | 100.21 | 116.90 | 4.57 | VII | Roca |
| San Marcos | SMR2 | 16.78 | 99.41 | 164.73 | 36.90* | VII | Roca |
| Teacalco | TEAC | 18.62 | 99.45 | 13.93 | 3.70 | IV | Roca |
| La Venta | VNTA | 16.92 | 99.82 | 58.94 | 7.12 | VII | Roca |
| Las Vigas | VIGA | 16.76 | 99.24 | 314.63* | 24.19* | VII | Roca |
| Xaltianguis | XALT | 17.10 | 99.72 | 57.99 | 5.82 | VI | Roca |
| Sismo del 14 de septiembre de 1995 | | | | | | | |
| Acapulco | ACAJ | 16.87 | 99.88 | 13.80 | 1.84 | V | Roca |
| Atoyac | ATYC | 17.21 | 100.43 | 7.32 | 0.94 | IV | Roca |
| Cayaco | CAIG | 17.05 | 100.27 | 6.04 | 1.08 | IV | Diorita |
| Presa Caracol | CAMI | 17.95 | 99.97 | 9.50 | 1.18 | IV | Areniscas |
| Chilpancingo | CHIL | 17.47 | 99.45 | 29.09 | 2.65 | VI | Roca |
| Copala | COPL | 16.61 | 98.97 | 75.03 | 11.94 | VII | Roca |
| Coyuca | COYC | 16.97 | 100.08 | 12.10 | 1.45 | IV | Roca |
| Cuernavaca | CUER | 18.98 | 99.24 | 12.90 | 3.36 | IV | Roca |
| IIUNAM | CUP1 | 19.33 | 99.18 | 11.80 | 4.19 | IV | Roca |
| Iguala | IGUA | 18.39 | 99.50 | 7.78 | 1.32 | IV | Roca |
| Presa MADIN | MADI | 19.54 | 99.26 | 5.76 | 1.30 | IV | Roca fract. |
| Mezcala | MEZC | 17.93 | 99.59 | 13.20 | 1.05 | IV | Roca |
| Oaxaca F. M. | OAXM | 17.08 | 96.72 | 42.63 | 3.52 | VI | Aluvial |
| Ocotillo | OCLL | 17.04 | 99.88 | 11.70 | 1.29 | IV | Roca |

Estudio de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, Guerrero

| | | | | | | | |
|---|------|-------|--------|--------|--------|------|-----------|
| El Ocotito | OCTT | 17.25 | 99.51 | 60.10 | 3.23 | VII | Roca |
| Pozuelos | POZU | 17.10 | 99.63 | 41.70 | 1.38 | VI | Granito |
| Campus UPAEP | RIPC | 19.05 | 98.22 | 13.80 | 3.95 | V | Caliza |
| Campus UAEM | RITC | 19.28 | 99.68 | 5.90 | 0.88 | IV | Roca |
| Teacalco | TEAC | 18.62 | 99.45 | 11.70 | 1.70 | IV | Roca |
| Tonalapa Sur | TNLP | 18.10 | 99.56 | 11.55 | 2.66 | IV | Roca |
| Las Vigas | VIGA | 16.76 | 99.24 | 100.06 | 10.05 | VII | Roca |
| Sismo del 15 de junio de 1999 | | | | | | | |
| Acapulco | ACAJ | 16.87 | 99.88 | 5.69 | 0.52 | III | Roca |
| Aguacaliente | AGCA | 16.83 | 99.64 | 11.14 | 1.90 | III | Roca |
| Atoyac | ATYC | 17.21 | 100.43 | 7.25 | 1.77 | III | Roca |
| Cayaco | CAIG | 17.05 | 100.27 | 4.50 | 0.43 | III | Diorita |
| Presa Caracol | CARI | 17.95 | 99.97 | 16.29 | 1.52 | IV | Areniscas |
| CENAPRED | CENA | 19.31 | 99.18 | 7.42 | 1.05 | IV | Roca |
| CHICOASEN | CHII | 16.93 | 93.10 | 5.24 | 0.58 | III | Caliza |
| Chilpancingo | CHIL | 17.47 | 99.45 | 21.95 | 1.41 | V | Roca |
| Comunidad | COMD | 18.12 | 100.51 | 17.13 | 2.37 | IV | Roca |
| Copala | COPL | 16.61 | 98.97 | 10.20 | 1.75 | IV | Roca |
| Coyuca | COYC | 16.97 | 100.08 | 9.07 | 2.26 | III | Roca |
| Coyuquilla | COYQ | 17.83 | 101.00 | 9.83 | 0.87 | III | Roca |
| Ciudad Serdán | CSER | 18.99 | 97.38 | 195.40 | 17.65 | VIII | Roca |
| Cuernavaca | CUER | 18.98 | 99.24 | 45.01 | 3.03 | VI | Roca |
| Huatulco | HUIG | 15.77 | 96.11 | 13.02 | - | III | Cuarzo |
| Iguala | IGUA | 18.39 | 99.50 | 19.53 | 1.28 | V | Roca |
| Presa Infiernillo | INMI | 18.28 | 101.90 | 7.87 | 0.52 | III | Brechas |
| Laguna verde | LVIG | 19.72 | 96.42 | 4.65 | 0.44 | III | Caliza |
| MADIN | MADR | 19.54 | 99.26 | 6.00 | 2.99 | IV | Roca |
| Mezcala | MEZC | 17.93 | 99.59 | 28.91 | 2.23 | V | Roca |
| Ocotillo | OCLL | 17.04 | 99.88 | 8.73 | 1.16 | III | Roca |
| Oaxaca | OXIG | 17.07 | 96.73 | 37.82 | 1.43 | VI | Sedimento |
| Presa Peñitas | PENI | 17.43 | 93.45 | 2.81 | 0.22 | III | Arenisca |
| Petatlán II | PET2 | 17.54 | 101.3 | 3.74 | 0.88 | III | Roca |
| Pinotepa | PNIG | 16.39 | 98.13 | 3.29 | 0.05 | III | Diorita |
| Pozuelos | POZU | 17.10 | 99.63 | 19.48 | 1.72 | IV | Granito |
| Campus UAG | RICC | 17.54 | 99.50 | 104.65 | 16.11* | VI | Sedimento |
| Campus UAEM | RITC | 99.28 | 99.68 | 5.45 | 1.27 | IV | Roca |
| San Marcos | SMR2 | 16.78 | 99.41 | 8.10 | 1.45 | IV | Roca |
| Presa Soledad | SOLI | 19.96 | 97.45 | 5.51 | 0.75 | III | Tobas |
| Teacalco | TEAC | 18.62 | 99.45 | 41.29 | 5.55 | V | Roca |
| Tonalapa Sur | TNLP | 18.10 | 99.56 | 36.46 | 5.97 | V | Roca |
| La Unión | UNIO | 17.98 | 101.81 | 2.53 | 0.94 | III | Roca |
| Las Vigas | VIGA | 16.76 | 99.24 | 18.07 | 2.44 | IV | Roca |
| La Venta | VNTA | 16.92 | 99.82 | 7.16 | 1.00 | III | Roca |
| Yautepec | YAIG | 18.86 | 99.07 | 66.65 | 2.79 | VI | Caliza |
| Zihuatanejo | ZIIG | 17.61 | 101.47 | 1.98 | 0.36 | III | Cuarzo |
| Sismo del 30 de Septiembre de 1999 | | | | | | | |
| Acapulco | ACAJ | 16.87 | 99.88 | 9.29 | 0.65 | IV | Roca |
| Presa Angostura | ANGI | 16.38 | 92.78 | 3.59 | 0.30 | III | Caliza |
| Cayaco | CAIG | 17.05 | 100.27 | 5.18 | 0.38 | III | Diorita |
| Presa Caracol | CARI | 17.95 | 99.97 | 10.13 | 0.97 | IV | Areniscas |
| CENAPRED | CENA | 19.31 | 99.18 | 9.35 | 4.89 | IV | Roca |
| CHICOASEN | CHII | 16.93 | 93.10 | 6.84 | 0.47 | III | Caliza |
| Chilpancingo | CHIL | 17.47 | 99.45 | 17.53 | 1.26 | V | Roca |
| Colima | COIG | 19.18 | 103.69 | 0.72* | 0.20* | II | Caliza |

| | | | | | | | |
|-------------------|------|-------|--------|--------|-------|------|-----------|
| Copala | COPL | 16.61 | 98.97 | 31.41 | 4.21 | VI | Roca |
| Coyuca | COYC | 16.97 | 100.08 | 15.20 | 1.22 | IV | Roca |
| Coyuquilla | COYQ | 17.83 | 101.00 | 22.18 | 0.90 | V | Roca |
| Ciudad Serdán | CSER | 18.99 | 97.38 | 41.75 | 6.00 | VI | Roca |
| Cuernavaca | CUER | 18.98 | 99.24 | 16.92 | 2.13 | V | Roca |
| Huatulco | HUIG | 15.77 | 96.11 | 141.54 | 3.77* | VIII | Cuarzo |
| Iguala | IGUA | 18.39 | 99.50 | 6.05 | 1.86 | IV | Roca |
| Presa Infiernillo | INMI | 18.28 | 101.90 | 4.09 | 0.23 | III | Brechas |
| Laguna verde | LVIG | 19.72 | 96.42 | 3.59 | 0.61 | III | Caliza |
| Mezcala | MEZC | 17.93 | 99.59 | 12.75 | 1.52 | IV | Roca |
| Morelia | MOIG | 19.65 | 101.23 | 3.00 | 0.90 | III | Sedimento |
| Ocotillo | OCLL | 17.04 | 99.88 | 11.01 | 1.31 | IV | Roca |
| Oaxaca | OXIG | 17.07 | 96.73 | 186.23 | 5.85 | VIII | Sedimento |
| Presa Peñitas | PENI | 17.43 | 93.45 | 6.08 | 0.91 | III | Arenisca |
| Petatlán II | PET2 | 17.54 | 101.3 | 4.58 | 0.69 | III | Roca |
| Pinotepa | PNIG | 16.39 | 98.13 | 32.30 | 0.69 | VI | Diorita |
| Pozuelos | POZU | 17.10 | 99.63 | 26.30 | 1.24 | V | Granito |
| S. Luis la Loma | SLUI | 17.27 | 100.89 | 3.18 | 0.60 | III | Roca |
| Presa Soledad | SOLI | 19.96 | 97.45 | 2.55 | 0.57 | III | Tobas |
| Teacalco | TEAC | 18.62 | 99.45 | 8.77 | 2.96 | IV | Roca |
| Las Vigas | VIGA | 16.76 | 99.24 | 67.54 | 4.01 | VI | Roca |
| La Venta | VNTA | 16.92 | 99.82 | 7.15 | 1.03 | IV | Roca |
| Yautepec | YAIG | 18.86 | 99.07 | 17.40 | 1.05 | V | Caliza |
| Zihuatanejo | ZIIG | 17.61 | 101.47 | 2.28 | 0.27 | III | Cuarzo |

*Dato no tomado en cuenta en la regresión.

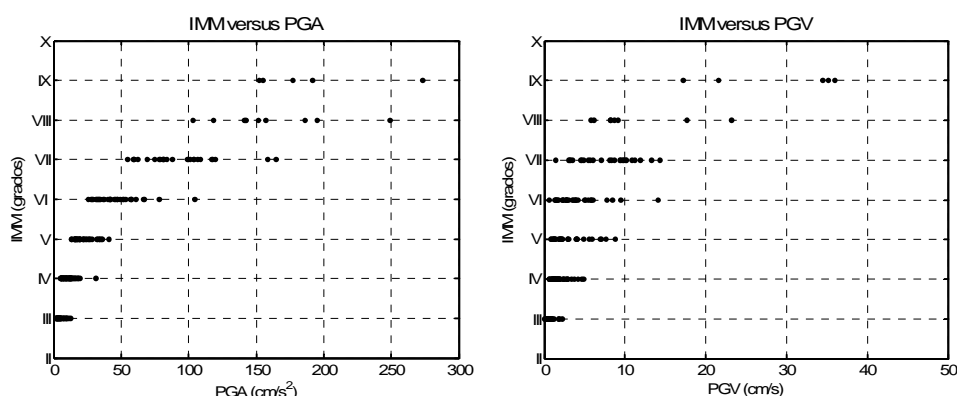


Figura 7.10. Datos usados en este estudio. Intensidad de Mercalli Modificada versus Aceleración máxima (izquierda), y versus Velocidad máxima (derecha).

Con el propósito de observar la variabilidad de los datos presentados en la tabla 7.2, se graficó la IMM versus PGA, y la IMM versus PGV, como se ilustra en la figura 7.10. Como se puede observar, tanto en el caso de la aceleración, como de la velocidad se cuenta con información para la IMM entre III y IX; mientras que el valor más alto para la aceleración es de 273.16 cm/s², y para la velocidad es de 35.96 cm/s. Con los datos graficados en la figura 7.10, se realizó la regresión para determinar la relación de PGA y de PGV, respectivamente, contra la intensidad de Mercalli Modificada. El tipo de funcional que se probó es similar al utilizado por Trifunac y Brady (1975) y al de Wald, *et al.*, (1999), es decir, de acuerdo con las ecuaciones (7.1) y (7. 2).

$$I_{mm} = C_1 \log (PGA) + C_2 \quad (7.1)$$

$$I_{mm} = C_3 \log (PGV) + C_4 \quad (7.2)$$

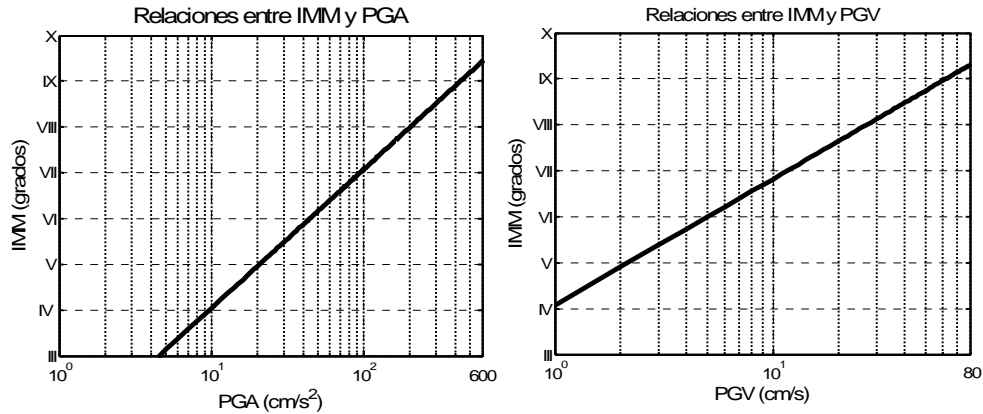


Figura 7.11. Relaciones entre Intensidad de Mercalli Modificada y aceleración máxima (izquierda), y con la velocidad máxima (derecha).

Los resultados obtenidos para cada caso se muestran en la figura 7.11, el lado izquierdo muestra la relación de la intensidad con la aceleración, que se calcula de acuerdo con la ecuación (7.3).

$$IMM = 3.03 \cdot \log(PGA_H) + 1.02; \quad \sigma = 0.52; \text{ Sesgo} = 0.0 \quad (7.3)$$

el intervalo de validez es: $III \leq IMM \leq IX$. La velocidad se muestra en la parte derecha de la misma figura 7.11, y está de acuerdo con la expresión (7.4).

$$IMM = 2.75 \cdot \log(PGV_H) + 4.08; \quad \sigma = 0.93; \text{ Sesgo} = 0.0 \quad (7.4)$$

con un intervalo de validez de $III \leq IMM \leq IX$. En la figura 7.12 se realiza la comparación de los resultados de este estudio con los obtenidos por Trifunac y Brady (1975), y por Wald *et al.*, (1999). Se observa una diferencia significativa en los tres estudios, tanto en la aceleración como en la velocidad. En el caso de la aceleración, los resultados obtenidos en este estudio indican claramente que para los temblores mexicanos se requieren menores aceleraciones del terreno para una misma intensidad, comparado con California, USA. Sin embargo, para la velocidad existe convergencia para intensidades entre VII-VIII con respecto a Trifunac y Brady (1975), pero divergencia para altas y bajas intensidades; con respecto a Wald *et al.*, (1999) se observa una diferencia en bajas intensidades, pero convergencia para intensidades altas.

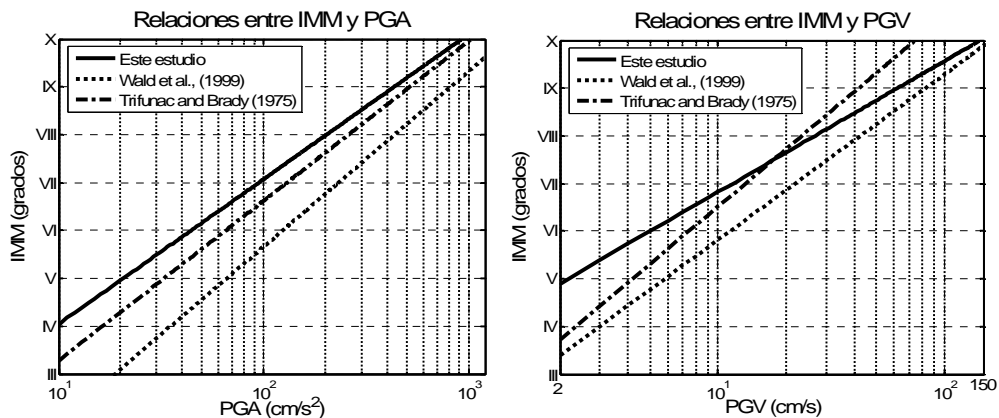


Figura 7.12. Grafica comparativa de las relaciones entre IMM y PGA (izquierda) y PGV (derecha) de este estudio, Trifunac y Brady (1975) y Wald et al. (1999).

En la tabla 7.3 se presentan los valores obtenidos de las relaciones entre IMM y la Aceleración Máxima del Terreno, y la Velocidad Máxima del Terreno de este estudio, las obtenidas por Trifunac y Brady (1975), y las determinadas por Wald *et al.*, (1999), graficadas en la figura 7.12.

Tabla 7.3. Valores comparativos de las relaciones IMM versus PGA y PGV

| IMM | Este estudio $IMM = 2.79 \cdot \log(PGA_H) + 1.66$ | Trifunac-Brady (1975) $I_{mm} = 3.33 \cdot \log(a_H) - 0.047$ $I_{mm} = 3.33 \cdot \log(a_V) + 0.600$ | | Wald <i>et al.</i> , (1999) $I_{mm} = 3.66 \cdot \log(PGA_H) - 0.66$ |
|------|---|---|----------------------------------|---|
| III | 4.51 | - | - | - |
| IV | 9.66 | 16.6 | 11.0 | - |
| V | 20.67 | 34.0 | 17.0 | 66.02 |
| VI | 44.24 | 66.0 | 45.0 | 123.85 |
| VII | 94.68 | 126.0 | 83.0 | 232.43 |
| VIII | 202.62 | 251.0 | 166.0 | 435.85 |
| IX | 433.65 | 501.0 | 331.0 | - |
| X | - | 1000.0 | 676.0 | - |
| | cm/s ² | \bar{a}_H (cm/s ²) | \bar{a}_V (cm/s ²) | cm/s ² |
| IMM | Este estudio $IMM = 2.61 \cdot \log(PGV_H) + 4.46$ | Trifunac-Brady (1975) $I_{mm} = 4.0 \cdot \log(v_H) + 2.52$ $I_{mm} = 3.57 \cdot \log(v_V) + 3.93$ | | Wald <i>et al.</i> , (1999) $I_{mm} = 3.47 \cdot \log(PGV_H) + 2.35$ |
| III | 0.40 | - | - | - |
| IV | 0.94 | 2.34 | 1.05 | - |
| V | 2.17 | 4.17 | 1.99 | 5.80 |
| VI | 5.01 | 7.41 | 3.80 | 11.27 |
| VII | 11.59 | 13.18 | 7.24 | 21.88 |
| VIII | 26.83 | 23.44 | 13.81 | 42.49 |
| IX | 62.06 | 41.69 | 26.31 | 82.49 |
| X | - | 74.13 | 50.15 | - |
| | cm/s | V_H (cm/s) | V_V (cm/s) | cm/s |

7.4. ESPECTROS DE INTENSIDAD DE MERCALLI MODIFICADA

Se calcularon los espectros de respuesta (5%) observados, usando los sismos registrados en las estaciones CHI1 y RICC ubicadas en suelo sedimentario, como se puede apreciar en la figura 7.13, donde se observan aceleraciones pico importantes en alrededor de 0.50 s, 1.0 s y 2.0 s.

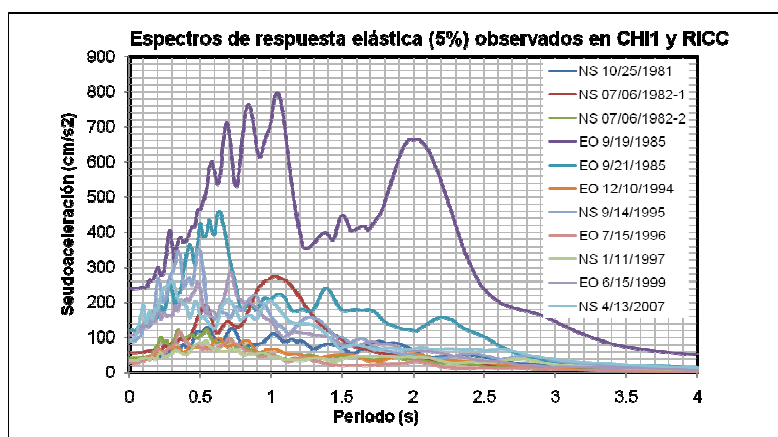


Figura 7.13 Espectros de respuesta (5%) observados en las estaciones CHI1 y RICC (suelo sedimentario).

Con los datos de los diez sismos más intensos observados en suelo sedimentario y con el funcional dado en la ecuación (7.5) se realizó la regresión y se determinaron las relaciones espectrales, para 41 periodos estructurales entre $T=0.0$ s y $T=4$ s, en incrementos de 0.1 s, para IMM de VI, VII y VIII.

$$I_{mm} = C_1(T) \log (SA(T)) + C_2(T) \quad (7.5)$$

En la figura 7.14, se presentan los espectros de respuesta calculados, para IMM de VI, VII y VIII, con el propósito de justificar aceleraciones máximas del terreno, que se pueden presentar o que se presentaron con sismos del pasado reciente en suelo sedimentario. La máxima intensidad que se logró estimar fue de VIII, la cual presenta un pico importante de 960 cm/s^2 en alrededor de 1.0 s

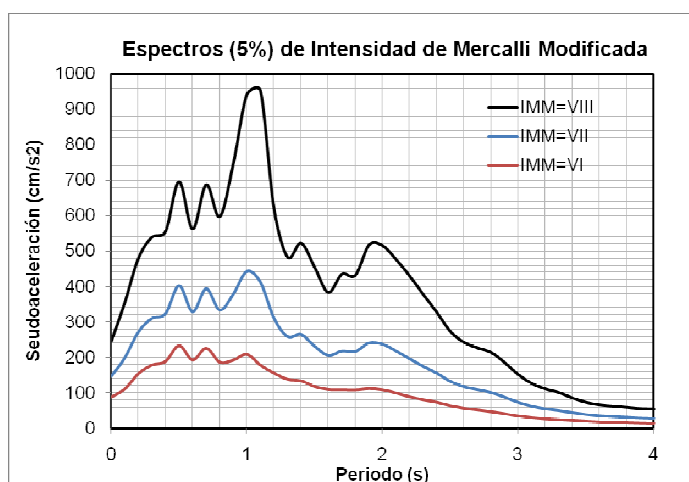


Figura 7.14. Espectros de respuesta calculados (5%), que predicen la respuesta del suelo sedimentario para diferentes IMM.

7.5. CONCLUSIONES

Se calcularon las isoaceleraciones de los nueve sismos más intensos sentidos en la ciudad de Chilpancingo usando principalmente el arreglo acelerográfico de Guerrero, con la finalidad de compararlas con las isosistas recopiladas, observándose en términos generales una correlación aceptable, la cual probablemente mejoraría si la red acelerográfica fuera más extensa y las isosistas más completas. Se tuvo cuidado en correlacionar correctamente las IMM con los datos instrumentales. Se observa una variabilidad significativa entre los datos correlacionados entre IMM y la aceleración ó velocidad de los eventos sísmicos considerados en este estudio. Al realizar la comparación de los resultados de este estudio con los obtenidos por Trifunac y Brady (1975), y por Wald *et al.*, (1999), se observa una diferencia significativa en los tres estudios tanto en la aceleración como en la velocidad. En el caso de la aceleración, los resultados obtenidos en este estudio indican claramente que para los sismos mexicanos se requieren menores aceleraciones del terreno para una misma intensidad, comparado con California, USA. Sin embargo, para la velocidad existe convergencia para intensidades entre VII-VIII con respecto a Trifunac y Brady (1975), pero divergencia para altas y bajas intensidades; con respecto a Wald *et al.*, (1999) se observa una diferencia en bajas intensidades, pero convergencia para intensidades altas, en relación a la velocidad. El propósito principal de obtener espectros de respuesta calculados para diferentes IMM, resultó satisfactorio, porque logra reproducir las máximas ordenadas espectrales o justificar daños por sismos del pasado, como el sismo del 28 de julio de 1957. Para la IMM de VIII se presenta un pico de 960 cm/s^2 en alrededor de 1.0 s. La aproximación al espectro observado depende de la calidad y cantidad de la información (catálogo).

CAPÍTULO 8. EFECTOS DE SITIO EN CHILPANCINGO

8.1. CONCEPTOS GENERALES

La sacudida experimentada debida a un sismo en un sitio determinado, corresponde a la combinación de tres factores: la fuente sísmica, el trayecto por el que viajaron las ondas y los efectos locales o de sitio. Para estudiar la influencia de estos factores es necesario aislarlos. Por ello, un punto medular en la medición de los efectos de sitio ha sido la propuesta de metodologías que ayuden a aislarlos. Las modificaciones que sufren las ondas sísmicas por la presencia de depósitos de suelos no consolidados (como en arcillas) o no compactados (como en arenas) son calculadas, además de tomar en cuenta las modificaciones por la topografía del sitio (montañas, cañones, pendientes) y por deslizamiento de tierra. Los efectos de sitio se calculan a partir de información proveniente de registro de vibración ambiental, de registros (sismogramas ó acelerogramas) de sismos en redes locales y nacionales durante un intervalo de aproximadamente 25 años, de modelos del terreno generados de información geológica, geotécnica y geofísica y a través de mapas topográficos.

El objetivo principal de este capítulo es comprender la causa de la amplificación sísmica del valle de Chilpancingo, aspecto importante para evaluar el peligro sísmico y la vulnerabilidad de las construcciones. Las causas que provocan amplificación del movimiento del suelo en el valle de Chilpancingo son la cercanía con las fuentes sísmicas (zona de ruptura y epicentro), el mecanismo focal del sismo y su azimut, la direccionalidad de las ondas sísmicas en el sitio y las características del movimiento de entrada, las condiciones geológicas del subsuelo, la topografía del terreno y la geometría del valle. El estado del arte de la estimación de los efectos de sitio está basado en evidencias históricas, instrumentales y teóricas que consisten fundamentalmente en la observación de daños, en métodos de análisis de registros de microtemores (vibración ambiental), en la determinación de cocientes espectrales, efectos topográficos de superficie y geometría del valle, en el análisis de ondas de cuerpo, y finalmente, en el análisis de ondas superficiales.

Generalmente los sedimentos blandos amplifican el movimiento del suelo causado por sismo más que los suelos firmes (rigidez intermedia) o que el suelo rocoso, uno de los logros de la ingeniería sísmica geotécnica es la valoración de dichas amplificaciones en áreas metropolitanas de regiones expuestas a fuerte actividad sísmica. Estas valoraciones son de gran ayuda para detectar y ubicar las zonas de mayor peligro sísmico. En las últimas tres décadas se han realizado una gran cantidad de investigaciones sobre la respuesta de depósitos de suelos, éstas han permitido observar cómo se concentran los daños en áreas específicas que, en la mayoría de los casos, están sobre sedimentos. En los efectos de sitio la amplitud ha sido más estudiada que la fase.

Los movimientos del suelo en un valle no solo consisten de ondas de cuerpo y de superficie provenientes de la fuente sísmica, sino también de ondas superficiales inducidas por las heterogeneidades locales, las cuales producen alargamiento de la duración del movimiento del terreno. Una de las formas de daño en estructuras flexibles está asociada a la larga duración del movimiento del suelo provocado por sismo, cuando las estructuras se ubican en valles con grandes capas de sedimentos blandos. *Se le llama efecto de sitio a la amplificación e incremento en la duración del movimiento sísmico del suelo provocada por los sedimentos, también el efecto de la licuación de la arena es considerada como un efecto de sitio.*

Si se quieren estimar con precisión los efectos de amplificación en regiones donde la geología local es compleja, no es suficiente para definir el problema con la escasa información sobre instrumentación sísmica de eventos que han causado daño en esa área, principalmente porque los efectos de sitio complejos tienden a ocurrir a profundidades mayores de los valles sedimentarios, precisamente donde

están asentadas las zonas urbanas. Además, en el caso de la ciudad de Chilpancingo, el crecimiento urbano se está extendiendo a las partes altas o lomeríos del valle, haciendo que el problema sea aún más complejo. Desde el punto de vista de la zonificación sísmica del terreno, las fallas (deslizamiento) de los taludes con pendiente fuerte, constituyen un peligro inducido que debe ser analizado en el caso de Chilpancingo.

Para zonas metropolitanas, como lo es la ciudad de Chilpancingo Guerrero, en un estudio de riesgo sísmico, la variabilidad típica del movimiento del terreno y la extensión del área afectada deben tomarse en cuenta en la evaluación del fenómeno de amplificación generado por diferentes fuentes o irregularidades. Así, los efectos de amplificación topográficos son debidos a irregularidades del terreno (lomeríos, pendientes, etc.), las que generan un efecto muy localizado de la amplitud del movimiento. Por otro lado, la amplificación del suelo, es ocasionada por una formación irregular típica del subsuelo, donde los contrastes de impedancia dentro de los estratos del depósito pueden afectar a un área mucho mayor.

En el caso de la amplificación del suelo, la forma en que se lleva a cabo ésta, depende de la forma de la geología local. Se sabe muy bien, que en los estratos de suelo que se extienden horizontalmente con impedancias mecánicas marcadamente menores que el material sobre los que descansan, ocurre un movimiento resonante sísmico respecto a roca o suelo firme, que se manifiesta por picos concentrados en periodos o frecuencias bien tipificados. Sin embargo, en estratos de suelo profundos con notables y complejas interfaces sedimento/base rígida (es decir geometrías 2D o 3D), se ha observado que la amplificación sísmica es mucho mayor que la indicada por modelos 1D.

Los daños históricos provocados por los sismos en Chilpancingo, han sido cuantiosos en los dos últimos siglos. Solo se cuenta con información acelerométrica de poco menos de 30 años, en suelo sedimentario y firme. Esta información, aunque escasa, es muy importante para inferir algún patrón de la propagación de las ondas sísmicas que inciden al valle. Se puede estudiar si existen tendencias en la manera en que se amplifican las ondas sísmicas en el sitio, es decir, si es predominante cierta dirección en particular y si es independiente del azimut del epicentro; y si este efecto es debido a las condiciones locales o a la topografía. En este trabajo, se realiza un análisis de las direcciones principales de Intensidad de los acelerogramas, utilizando el criterio de Arias (1970). Los efectos de sitio se calculan con las funciones de transferencia empíricas y con las relaciones horizontales-verticales (H/V), en diferentes direcciones, con la finalidad de estudiar el efecto de las direcciones sobre los efectos locales.



Figura 8.1. Condiciones del relieve topográfico y crecimiento urbano que prevalecen en la ciudad de Chilpancingo.

En la figura 8.1 se presenta una vista panorámica de la ciudad de Chilpancingo, donde se observa el acelerado crecimiento urbano hacia las partes con pendientes fuertes, además se aprecia que el relieve topográfico está formado por una secuencia de lomeríos o colinas con pendiente accidentada. Desde el sismo de julio de 1957, la ciudad de Chilpancingo no ha experimentado un sismo de gran magnitud a una distancia relativamente cercana (menos de 100 km); esta situación combinada con el acelerado crecimiento urbano hacia las partes más altas del valle, ha aumentado de manera considerable el peligro sísmico ante un escenario de un sismo con magnitud mayor a 8.0 que pueda ocurrir en el gap de Guerrero. En este trabajo también se pretende establecer cuál es la participación de cada una de las dos fuentes mencionadas antes (geología y topografía) que generan la gran amplificación observada en el valle de Chilpancingo, Guerrero.

8.2. ESPECTROS OBSERVADOS EN EL VALLE DE CHILPANCINGO

En la figura 8.2 se presentan los acelerogramas componente NS del sismo de subducción del 14 de septiembre de 1995, producido por la fuente sísmica de Ometepec, registrado simultáneamente en CHIL (suelo firme), en RICA (suelo) y en RICC (suelo sedimentario), donde se observa que la aceleración máxima absoluta en CHIL resultó de 29.09 cm/s^2 , en RICA de 47.55 cm/s^2 y en RICC de 89.59 cm/s^2 . De manera general se puede observar una respuesta diferente del movimiento del suelo en cada sitio, siendo mayor para el sitio de suelo sedimentario (RICC).

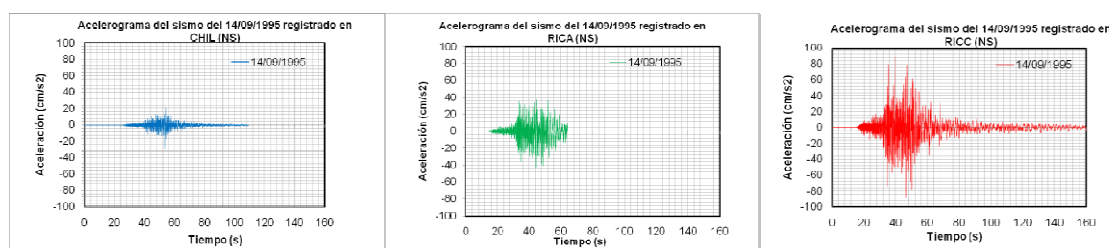


Figura 8.2. Comparativa de los acelerogramas (NS), del sismo del 14/09/1995 registrado en CHIL (suelo firme), en RICA (suelo) y en RICC (suelo sedimentario).

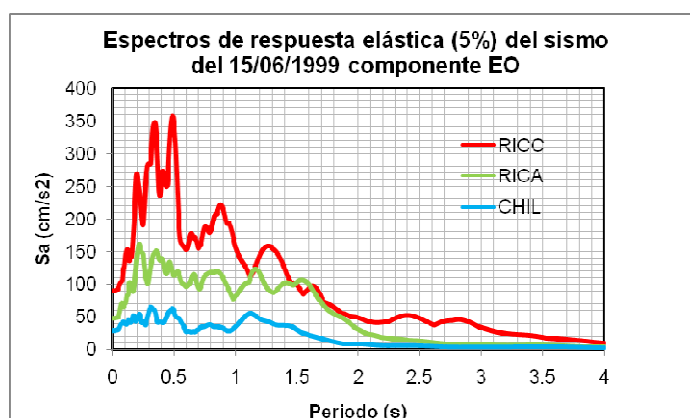


Figura 8.3. Espectros de respuesta elástica (NS) del sismo del 14/09/1995 registrados en los sitios CHIL, RICA y RICC simultáneamente.

En la figura 8.3 se presentan los espectros de respuesta elástica (5%) del sismo del 14/09/1995 componente NS. Se observa que las ordenadas espectrales son mayores para el sitio de suelo sedimentario (RICC), donde se tiene el mayor efecto de amplificación dinámica y la menor en suelo firme (CHIL). En efecto, se presenta una pseudoaceleración máxima de 61.79 cm/s^2 para un periodo de

0.33 s en CHIL, en RICA una pseudoaceleración máxima de 161.35 cm/s^2 para un periodo de 0.22 s y, finalmente, en RICC una pseudoaceleración máxima de 357.61 cm/s^2 correspondiente a un periodo de 0.49 s. De las figuras 8.2 y 8.3 se puede concluir que los efectos de sitio son mayores en el sitio de suelo sedimentario (RICC).

En la figura 8.4 se presentan los acelerogramas componente EO del sismo profundo del 15 de junio de 1999, registrado simultáneamente en CHIL, RICA y RICC, donde se observa que la aceleración máxima absoluta en CHIL resultó de 21.24 cm/s^2 , en RICA de 82.99 cm/s^2 y en RICC de 104.87 cm/s^2 . De manera general se puede observar una respuesta diferente del movimiento del suelo en los sitios CHIL y RICC, no así entre RICA y RICC.

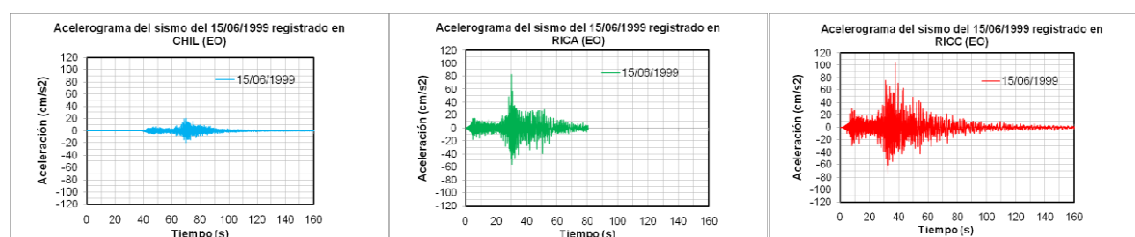


Figura 8.4. Comparativa de los acelerogramas (EO), del sismo del 15/06/1999 registrado en CHIL (suelo firme), en RICA (suelo) y en RICC (suelo sedimentario).

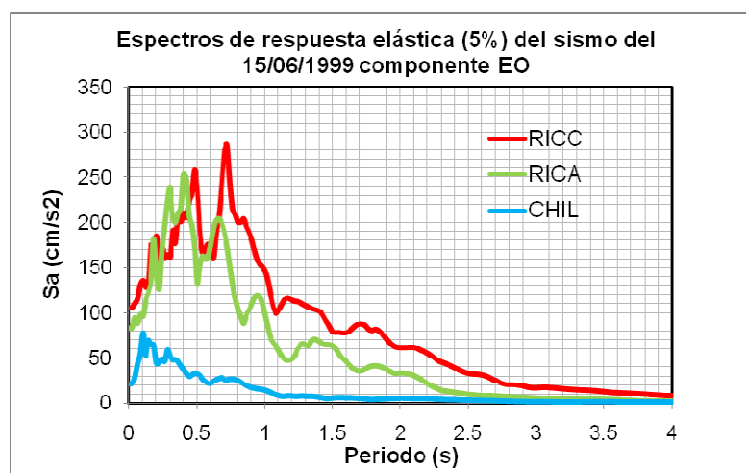


Figura 8.5. Espectros de respuesta elástica (EO) del sismo del 15/06/1999 registrados en los sitios CHIL, RICA y RICC simultáneamente.

En la figura 8.5 se presentan los espectros de respuesta elástica (5%) del sismo del 15/06/1999 componente EO. Se observa que las ordenadas espectrales son mayores para el sitio de suelo sedimentario (RICC), donde se tiene el mayor efecto de amplificación dinámica y la menor en suelo firme (CHIL). En efecto, se presenta una pseudoaceleración máxima de 77.43 cm/s^2 para un periodo de 0.10 s en CHIL, en RICA una pseudoaceleración máxima de 253.17 cm/s^2 para un periodo de 0.40 s y finalmente en RICC una pseudoaceleración máxima de 286.15 cm/s^2 correspondiente a un periodo de 0.72 s. De las figuras 8.4 y 8.5 puede concluirse que los efectos de sitio son mayores en el sitio de suelo sedimentario (RICC) y menores en suelo firme (CHIL), pero no tan diferentes en amplitud y periodo entre los sitios RICC y RICA. Sin embargo, dos observaciones no son suficientes para caracterizar los efectos de sitio, porque influyen muchos factores más, como los relacionados con la directividad de la propagación de la ruptura en la fuente, la direccionalidad del rayo de ondas propagadas, la heterogeneidad de la estratigrafía del subsuelo y la geometría del valle. Los espectros de

respuesta elástica de registros sísmicos simultáneos siempre serán un indicador importante en un estudio de efectos de sitio.

8.2.1. Características de los espectros

La manera más directa para investigar los efectos locales de sitio es analizar la respuesta de las diferentes condiciones del suelo que están presentes en el área de estudio para eventos sísmicos, fuertes, moderados, y pequeños. Los métodos experimentales se pueden dividir en dos partes, la primera en observaciones de sismos y la segunda en medición de microtemores. La primera parte se subdivide en observaciones macrosísmicas (daños observados principalmente en edificios después de un sismo), en registros del movimiento fuerte del terreno (redes de acelerógrafos instaladas en áreas específicas) y experimentos basados en registros débiles del movimiento del terreno. A continuación se presentan los métodos basados en observaciones de sismos.

Cuando se instalan las redes de registro del movimiento fuerte en un área específica, el uso directo de los registros después de un sismo moderado o fuerte da la evaluación más confiable de los efectos de sitio. Los registros acelerométricos incluyen los efectos no lineales del suelo del sitio. Los registros del movimiento fuerte del suelo durante temblores representan un apoyo fundamental en la ingeniería sísmica; contar con los registros observados en superficie libre, permite decidir con mayor confiabilidad cual debe ser el espectro de diseño del sitio.

En la tabla 8.1 se presentan las principales características de los sismos observados, incluyendo principalmente el origen del sismo (fuente sísmica), con el propósito de tener un mejor entendimiento del efecto de directividad y direccionalidad de la propagación de las ondas sísmicas desde el hipocentro al sitio, además de identificar con claridad el escenario de mayor peligro sísmico para Chilpancingo. La distancia aproximada entre las estaciones CHI1 y RICC es de 1.6 km, de CHI1 a CHIL de 10 km, y de CHI1 a RICA 1.6 km, entre RICC y CHIL de 8.5 km, y de RICC a RICA 3.0 km, y entre RICA a CHIL 11.5 km. La estación CHI1 se ubicó en depósitos aluviales en el centro de la ciudad, la estación RICC se encuentra ubicada en la Unidad Académica de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Guerrero, en suelo sedimentario (límites de los depósitos Aluviales con la formación Chilpancingo), mientras que la estación RICA se encuentra ubicada al poniente de la ciudad (límites de la formación Chilpancingo con la formación Morelos) en suelo y finalmente, la estación CHIL estuvo ubicada en suelo firme (formación Morelos).

Tabla 8.1. Características de los sismos registrados en Chilpancingo

| Fecha | Estación | M _w | Lat. N | Long. O | Profundidad (km) | Distancia (km) | Fuente sísmica |
|------------|----------|----------------|--------|---------|------------------|----------------|----------------|
| 25/10/1981 | CHI1 | 7.2 | 18.28 | 102.00 | 31.8 | 276.6 | MI |
| 07/06/1982 | CHI1 | 6.9 | 16.50 | 98.22 | 10.7 | 179.5 | OM |
| 07/06/1982 | CHI1 | 6.9 | 16.93 | 98.32 | 18.6 | 143.2 | OM |
| 19/09/1985 | CHI1 | 8.1 | 17.91 | 101.99 | 21.3 | 266.7 | MI |
| 21/09/1985 | CHI1 | 7.5 | 17.57 | 101.42 | 20.8 | 203.6 | MI |
| 29/05/1986 | CHI1 | 5.2 | 16.40 | 98.12 | 57.2 | 194.9 | I |
| 29/10/1994 | RICC | 4.5 | 17.01 | 99.68 | 49.0 | 63.0 | I |
| 10/12/1994 | RICC | 6.4 | 18.18 | 101.39 | 54.0 | 212.3 | I |
| 14/09/1995 | RICC | 7.3 | 16.73 | 98.54 | 21.8 | 136.1 | OM |
| 15/07/1996 | RICC | 6.6 | 17.50 | 101.12 | 22.4 | 171.8 | PE |
| 11/01/1997 | RICC | 7.1 | 18.34 | 102.58 | 40.0 | 337.8 | MI |
| 22/05/1997 | RICC | 6.5 | 18.76 | 101.73 | 55.5 | 271.9 | I |
| 15/06/1999 | RICC | 6.9 | 18.44 | 97.38 | 61.2 | 245.5 | I |
| 13/04/2007 | RICC | 6.0 | 17.37 | 100.14 | 42.7 | 70.5 | GC |

| | | | | | | | |
|------------|------|-----|-------|--------|------|-------|-----|
| 31/05/1990 | CHIL | 5.8 | 16.77 | 100.12 | 26.0 | 109.1 | GC |
| 21/05/1991 | CHIL | 4.9 | 17.14 | 99.22 | 44.0 | 43.8 | I |
| 15/05/1993 | CHIL | 6.0 | 16.45 | 97.92 | 38.5 | 198.3 | OM |
| 24/10/1993 | CHIL | 6.6 | 16.77 | 98.61 | 21.8 | 118.3 | OM |
| 23/05/1994 | CHIL | 6.2 | 18.19 | 100.20 | 69.6 | 112.9 | I |
| 10/12/1994 | CHIL | 6.4 | 18.18 | 101.39 | 54.0 | 220.0 | I |
| 14/09/1995 | CHIL | 7.3 | 16.73 | 98.54 | 21.8 | 126.9 | OM |
| 13/03/1996 | CHIL | 5.1 | 16.93 | 98.86 | 29.4 | 86.6 | ASM |
| 15/07/1996 | CHIL | 6.6 | 17.50 | 101.12 | 22.4 | 177.0 | PE |
| 11/01/1997 | CHIL | 7.1 | 18.34 | 102.58 | 40.0 | 344.9 | MI |
| 17/07/1998 | CHIL | 4.7 | 17.01 | 100.00 | 39.0 | 77.2 | GC |
| 15/06/1999 | CHIL | 6.9 | 18.44 | 97.38 | 61.2 | 244.5 | I |
| 30/09/1999 | CHIL | 7.4 | 16.2 | 96.96 | 46.8 | 300.3 | I |
| 21/07/2000 | CHIL | 5.8 | 18.25 | 98.46 | 56.0 | 136.5 | I |
| 08/10/2001 | CHIL | 5.8 | 17.32 | 99.89 | 15.0 | 50.0 | GC |
| 19/11/2003 | CHIL | 5.2 | 17.91 | 99.03 | 69.3 | 66.6 | I |
| 29/10/1994 | RICA | 4.5 | 17.01 | 99.68 | 49.0 | 63.8 | I |
| 10/12/1994 | RICA | 6.4 | 18.18 | 101.39 | 54.0 | 210.3 | I |
| 14/09/1995 | RICA | 7.3 | 16.73 | 98.54 | 21.8 | 137.4 | OM |
| 15/07/1996 | RICA | 6.6 | 17.50 | 101.12 | 22.4 | 170.4 | PE |
| 11/01/1997 | RICA | 7.1 | 18.34 | 102.58 | 40.0 | 336.4 | MI |
| 22/05/1997 | RICA | 6.5 | 18.76 | 101.73 | 55.5 | 269.6 | I |
| 15/06/1999 | RICA | 6.9 | 18.44 | 97.38 | 61.2 | 247.0 | I |

Para ejemplificar los efectos de sitio se calcularon los espectros de respuesta elástica (5%) para la estación CHI1 donde se tienen depósitos aluviales (centro de la ciudad de Chilpancingo). Solo se consideran sismos originados en las fuentes sísmicas de Michoacán y Ometepec (sismos de subducción) cuyas magnitudes varían entre 5.2 y 8.1. En la figura 8.6 se presentan los espectros de respuesta elástica observados en CHI1 componentes NS y EO. Como se puede observar el espectro del sismo del 19 de septiembre de 1985 tiene mayores ordenadas espectrales que los demás sismos, por lo que representa la condición crítica de los sismos estudiados. Este sismo presenta pseudoaceleraciones pico importantes alrededor de 1.0 y 2.0 s, aunque hay que recordar que la fuente sísmica (MI) donde se generó es la más alejada de Chilpancingo, por lo que no representa el máximo peligro sísmico.

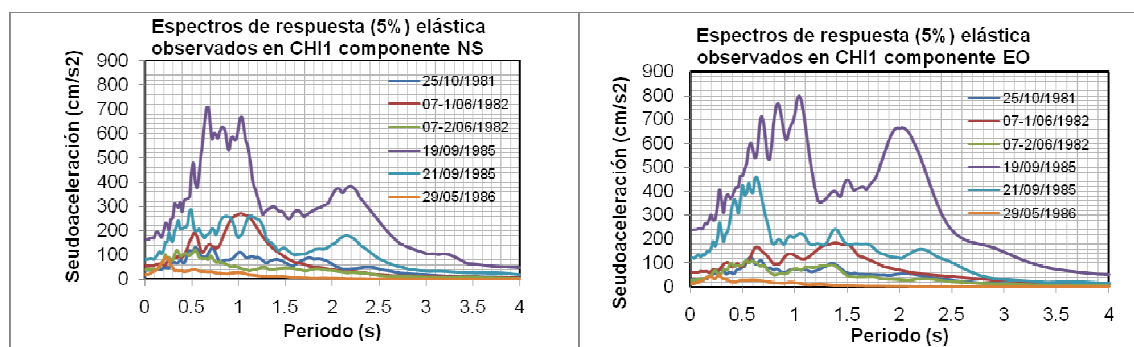


Figura 8.6. Espectros de respuesta elástica observados en CHI1 (suelo sedimentario).

Otro sitio donde es posible observar los efectos de sitio es la estación RICC. En este caso la mayoría de los sismos registrados son profundos con excepción del sismo del 14/09/1995 originado en la fuente sísmica Ometepec y el del 15/07/1996 en la de Petatlán. Como se puede apreciar en la figura 8.7, se observan picos importantes alrededor de 0.50 s, 0.70 s y 1.3 s, principalmente en la dirección EO. Hay que resaltar que la estación RICC no ha registrado sismos de gran magnitud con epicentros relativamente cercanos (alrededor de 100 km), por lo que es de esperarse que las ordenadas espectrales

observadas sean menores que el sitio CHI1. El espectro del sismo del 14/09/1995 en su componente EO presenta una ordenada espectral muy notoria en 1.3 s y con igual tendencia el sismo del 13/04/2007.

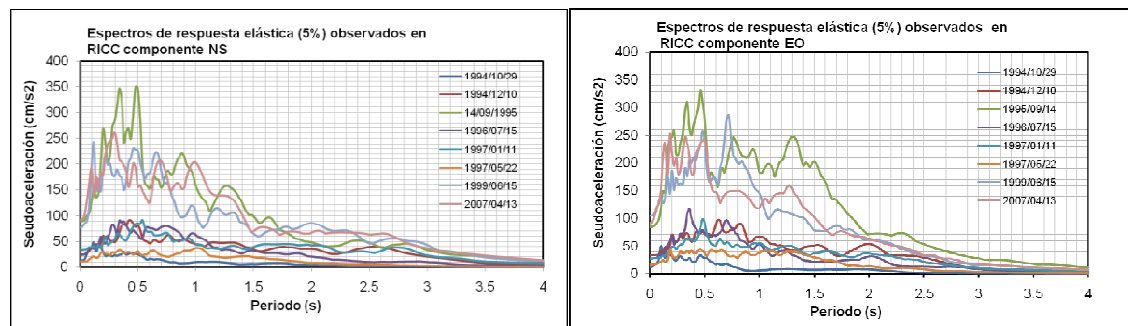


Figura 8.7. Espectros de respuesta elástica observados en RICC (suelo sedimentario).

Es importante mencionar que tanto en CHI1 como en RICC, La componente EO registra las mayores componentes espectrales, es decir, en la dirección casi perpendicular al eje del valle de Chilpancingo.

Sin embargo, la estación RICA tiene menor espesor de suelo sedimentario y por tanto es de esperar menores efectos de sitio comparado con los sitios CHI1 y RICC. Es importante mencionar que esta estación se ubica a aproximadamente 1300 msnm, en un sitio con pendiente fuerte (ladera), por lo que sería interesante comprobar si los registros muestran efectos topográficos. Las estaciones CHI1 y RICC se ubican en sitios con pendiente de suave a moderada. Los sismos registrados hasta la fecha son de mecanismo inverso y normal, los espectros de respuesta elástica (5%) se presentan en la figura 8.8, para las componentes NS y EO, respectivamente. En ambas componentes se observa un pico máximo de seudoaceleración entre 0.35 y 0.40 s. Es notorio en el espectro del sismo del 14/09/1995 las ordenadas espectrales en periodos largos (entre 1.15 y 1.45 s) en ambas componentes.

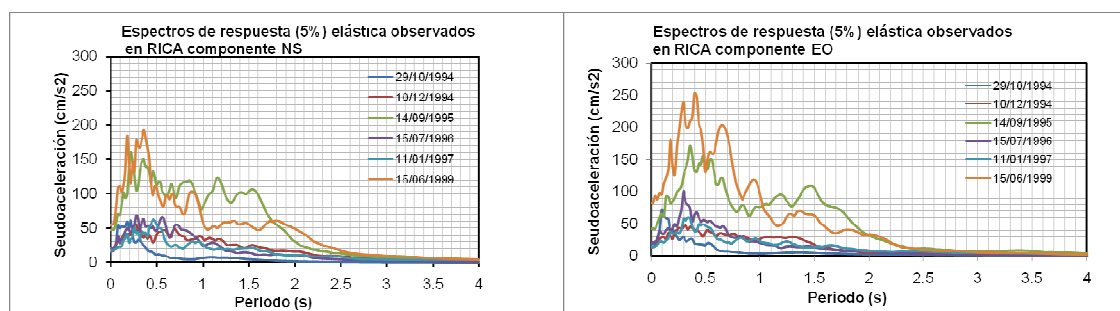


Figura 8.8. Espectros de respuesta elástica observados en RICA (suelo).

Finalmente, el otro punto de interés para los fines de este estudio es el suelo firme (roca), por ejemplo la estación CHIL. Nuevamente, para este sitio se han registrados sismos de subducción y profundos, la mayoría con epicentros cercanos, pero de baja magnitud. De la figura 8.9, se puede observar que la tendencia de la seudoaceleración pico está entre 0.1 y 0.2 s. En este caso, llama la atención que para el sismo del 14 de septiembre de 1995 se observa un segundo pico en alrededor de 1.0 s en ambas componentes.

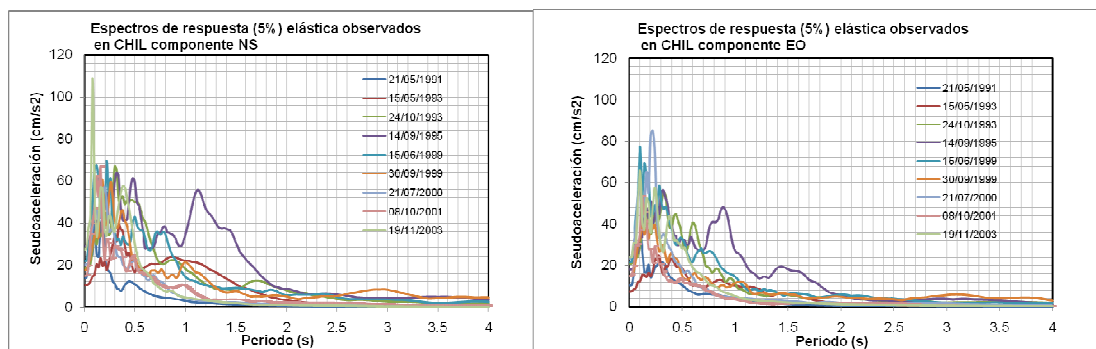


Figura 8.9. Espectros de respuesta elástica observados en CHIL (suelo firme).

Anteriormente, se obtuvieron los espectros de respuesta elásticos (5%), observados en cuatro sitios diferentes (CHI1, RICC, RICA y CHIL-PTQL), con sismos de subducción y profundos para distancias epicentrales no mayores de 300 km, considerando la influencia de las siete fuentes sísmicas identificadas y valoradas (OM, ASM, GC, PE, MI, I y L) a la vez. Se encontró que la estación CHI1, caracteriza ubicarse sobre un depósito de suelo aluvial, ha registrado los sismos más grandes y las mayores ordenadas espectrales, aunque distantes. La estación RICC ubicada sobre suelo sedimentario de Chilpancingo, y a diferencia de la estación CHI1, ésta no ha registrado sismos de gran intensidad con epicentros cercanos sin embargo se observan también amplificaciones importantes. La estación RICA está ubicada en suelo, con menor espesor de suelo sedimentario comparado con los sitios CHI1 y RICC, tampoco ha registrado sismos de gran intensidad con epicentros cercanos. Finalmente, las estaciones PTQL y CHIL (suelo firme), como ya se comentó, el sitio está ubicado donde aflora la formación Morelos, al Sur de Petaquillas, donde se observa poco de efecto de sitio.

Con el propósito de observar y comprender la respuesta del terreno en los sitios CHIL, RICC y RICA, se calcularon los espectros de respuesta elásticos (5%) normalizados con respecto a la seudoaceleración máxima del suelo (PGA), utilizando los registros acelerométricos de la tabla 6.3, para ello se tomó por separado las componentes horizontales NS y EO de cada evento y posteriormente se determinó el promedio de todas ellas (ver figuras 8.10 a 8.12). En ningún caso se distinguió la fuente sísmica ni la magnitud de los eventos considerados.

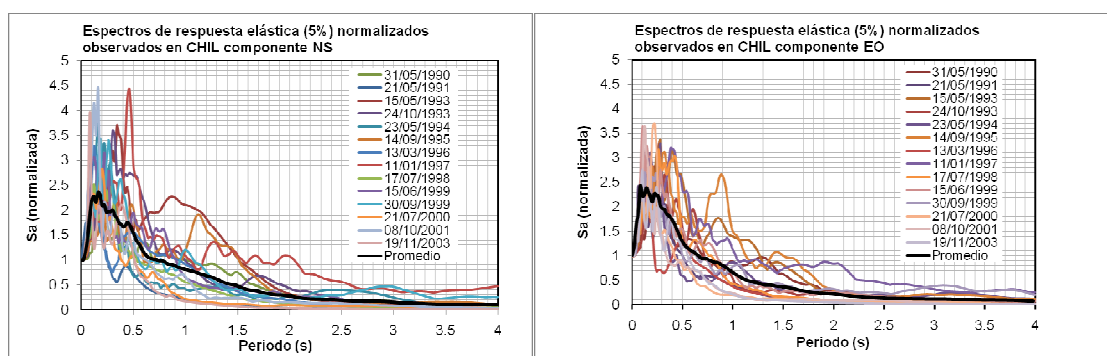


Figura 8.10. Espectros de respuesta (normalizados con respecto a la seudoaceleración máxima del suelo) observados en CHIL.

De la figura 8.10 se puede observar que para suelo firme en CHIL el pico máximo del promedio se presenta en un periodo de 0.16 s correspondiente a 2.36 veces la seudoaceleración máxima del suelo en la componente NS, mientras que en la componente EO el pico máximo del promedio se presenta en un periodo de 0.08 s correspondiente a 2.43 veces la seudoaceleración máxima del suelo. En la estación

RICA ubicada en suelo el pico máximo del promedio se observa en un periodo de 0.26 s correspondiente a 2.72 veces la pseudoaceleración máxima del suelo en la componente NS, mientras que en la componente EO el pico máximo del promedio se presenta en un periodo de 0.28 s para 2.58 veces la pseudoaceleración máxima del suelo, como se aprecia en la figura 8.11.

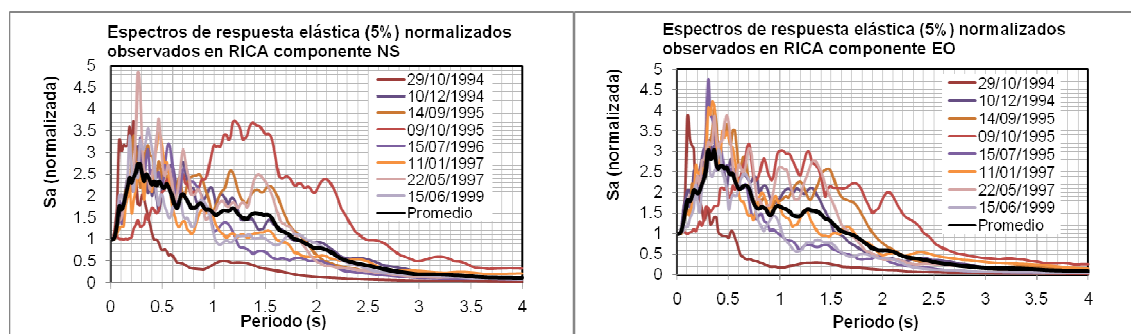


Figura 8.11. Espectros de respuesta (normalizados con respecto a la pseudoaceleración máxima del suelo) observados en RICA.

Finalmente, en el sitio RICC (suelo sedimentario) el pico máximo del promedio se observa en un periodo de 0.46 s correspondiente a 2.6 veces la pseudoaceleración máxima del suelo en la componente NS, mientras que en la componente EO el pico máximo del promedio se presenta en un periodo de 0.46 s para 2.71 veces la pseudoaceleración máxima del suelo como se puede apreciar en la figura 8.12. Es recomendable aclarar que estas cantidades se refieren al promedio, por lo que es importante mencionar que en los espectros se observan ordenadas espectrales importantes en periodos largos en los tres sitios estudiados, principalmente en el sitio RICC.

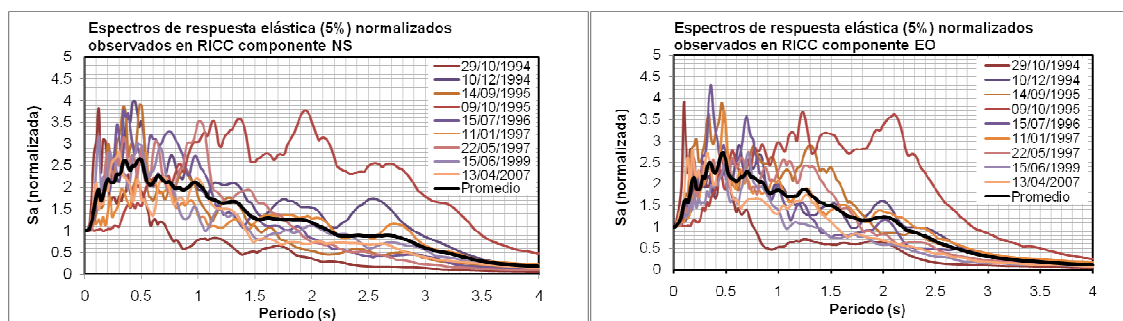


Figura 8.12. Espectros de respuesta (normalizados con respecto a la pseudoaceleración máxima del suelo) observados en RICC.

Se observa una mayor pendiente inicial del espectro de respuesta promedio observado en suelo firme (roca) comparado con los de suelo sedimentario. En efecto, los espectros del sitio RICC muestran una zona plana comparados con los otros sitios. Entonces, se induce que la pendiente inicial de los espectros de respuesta normalizados indica el grado de rigidez del suelo en el sitio. Se observa que a medida que el suelo es menos rígido, la amplificación tiende a desplazarse a periodos más largos.

8.3 FUNCIONES DE TRANSFERENCIA EMPÍRICAS

Experimentos basados en registros sísmicos débiles del movimiento del terreno en diferentes sitios. En un lugar dado, sismos moderados a fuertes no ocurren muy frecuentemente y, consecuentemente, registros de movimiento fuerte no pueden ser obtenidos en un periodo de tiempo corto. Por tanto, registros de eventos pequeños son usados para caracterizar efectos locales. La técnica más directa para

investigar el efecto de sedimentos suaves consiste en el cálculo de la razón espectral entre dos registros sísmicos de un sismo dado, uno obtenido sobre la superficie y el otro en la base del depósito de suelo (hasta la roca). Este cociente es el llamado Razón Espectral Superficie a Pozo (en inglés SBSR) y es uno de los métodos más claros para valorar el efecto de sitio en depósitos de suelos usado ya en la actualidad en varios países. Dado el costo y dificultad para aplicar el método SBSR, se tienen alternativas para evaluar los efectos de sitio, tales como las técnicas HVSR (Razón Espectral Horizontal a Vertical) y HVNR (Razón Ruido Horizontal a Vertical).

8.3.1 Relaciones HVSR

Actualmente se han desarrollado técnicas alternas no-referentes. Uno de estos métodos, así llamado Razón Espectral Horizontal a Vertical (en inglés HVSR), está basado sobre el cálculo de la razón espectral entre el espectro horizontal y vertical (H/V) de la onda de cortante observada en un sitio. Este método fue introducido por Lermo y Chávez-García (1993) para caracterizar la respuesta de sitio. La suposición básica es que solamente las componentes horizontales están influenciadas por la estructura local, sin embargo, los resultados obtenidos no son confiables, excepto en condiciones especiales, como los depósitos arcillosos de la cuenca de la Ciudad de México. En la figura 8.13 se presentan los cocientes H/V de los sismos registrados en la estación CHIL. Se determinó para cada componente la relación H/V de los espectros de Fourier, para ventanas de aproximadamente 40 segundos, tomando la parte intensa del registro, es decir la parte dominada por las ondas de cortante y superficiales. Como se puede observar, se presenta un pico máximo para un periodo de aproximadamente 4.1 s en la componente NS para una amplificación relativa de 5.2 veces, y de 4.1 s para una amplificación relativa de 3.5 veces en la componente EO, de acuerdo al promedio. Se puede decir, que es un resultado no congruente, porque la fuente se caracteriza tener por periodos cortos y el efecto de sitio en periodos largos y por tanto en CHIL no debería haber efecto de sitio. Para periodos cortos el promedio se mantiene entre 1 y 1.5 de amplificación.

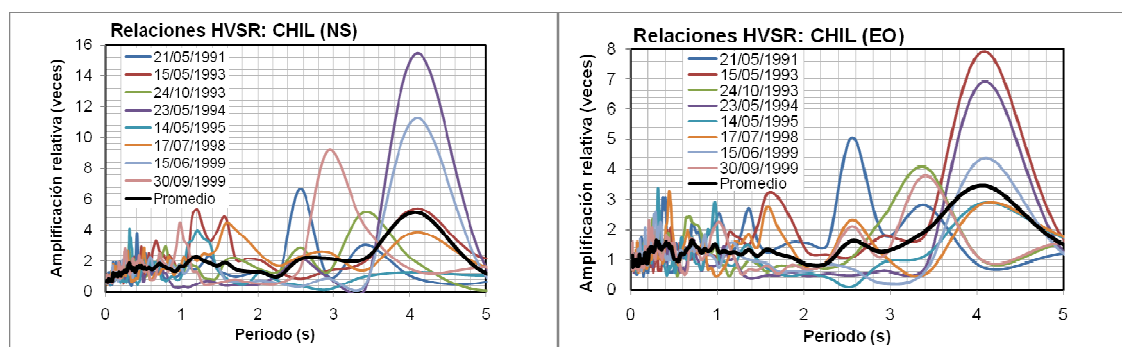


Figura 8.13. Cociente espectral observado en CHIL (suelo firme).

En la figura 8.14 se presentan los cocientes H/V de los sismos registrados en la estación RICA. Como se puede apreciar, se presenta un pico máximo en un periodo 1.58 s para una amplificación relativa de 4.6 veces, en la componente NS, mientras que para la componente EO el pico máximo se presenta en 3.41 s y amplifica hasta 5 veces, de acuerdo al promedio. De manera similar se procedió en la determinación de los cocientes H/V de los sismos registrados en la estación RICC, los cuales se presentan en la figura 8.15. Como se puede observar, se presenta un pico máximo para un periodo de 3.15 s para una amplificación relativa de 7.0 veces, en la componente NS, mientras que para la componente EO se observa un pico máximo también en un periodo de 3.15 s para una amplificación relativa de 8.53 veces.

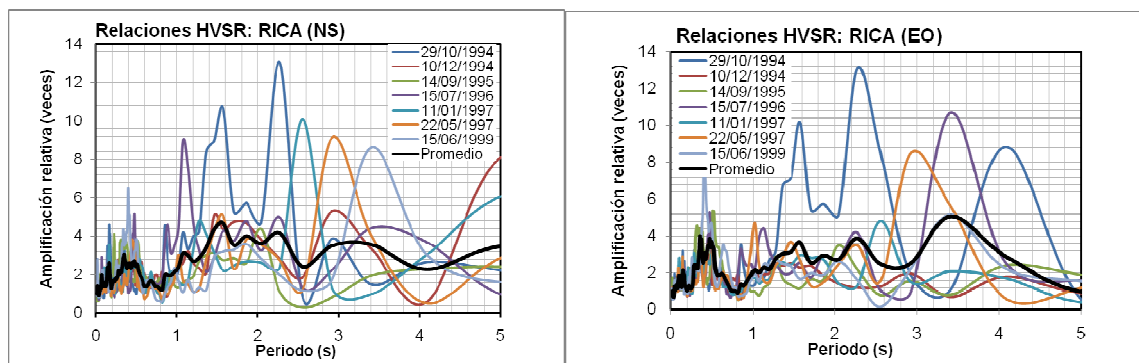


Figura 8.14. Cociente espectral observado en RICA (suelo).

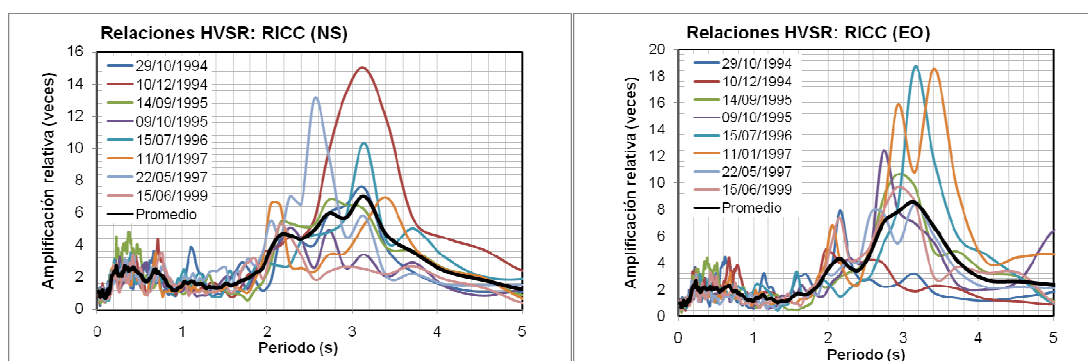


Figura 8.15. Cociente espectral observado en RICC (suelo sedimentario).

De acuerdo a los tres sitios estudiados se puede concluir que el sitio que presenta la amplificación más grande es el RICC en su componente EO. Una conclusión importante, es que se puede observar que la técnica presenta mejores resultados a medida que los depósitos de suelo sedimentario son más suaves.

Usando los registros de los nueve sismos más intensos registrados en los últimos 15 años en la estación RICC, que se ubica sobre el suelo sedimentario del valle de Chilpancingo (tabla 8.4), se calcularon los cocientes espectrales H/V. Los resultados de calcular los cocientes espectrales H/V, en RICC (suelo sedimentario) y en CHIL (suelo firme), se muestran en las figuras 8.16 y 8.17. En cada caso, se presentan las gráficas promedio de los nueve sismos con la desviación estándar, para las componentes Norte-Sur (NS) y Este-Oeste (EO).

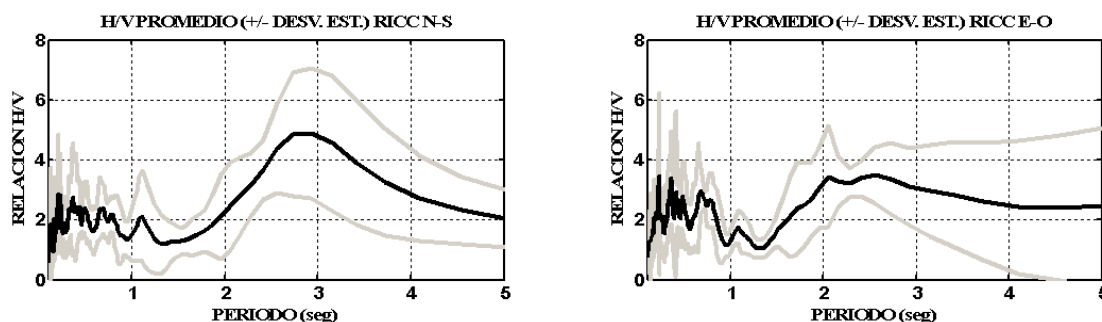


Figura 8.16. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación RICC.

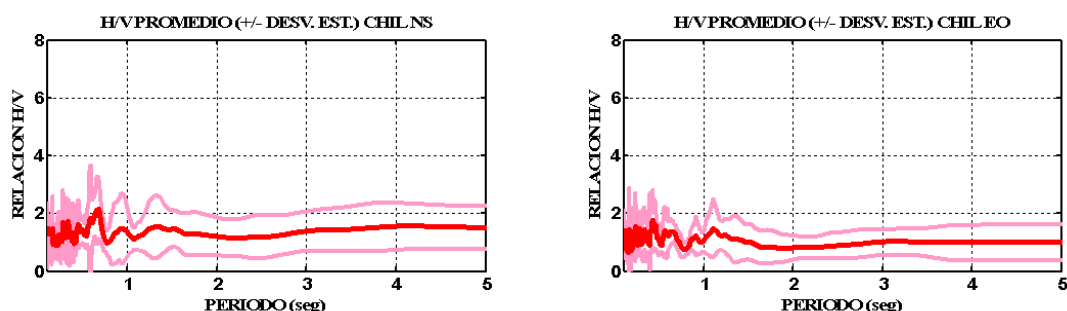


Figura 8.17. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación CHIL.

Al analizar los resultados, se observa que en el caso del suelo sedimentario (RICC), el máximo en NS se presenta aproximadamente en el periodo de 2.7 s, con una amplificación de 5, mientras que en la dirección EO es de 4 y se concentra en el periodo de 2.5 s. En el caso de la estación sobre roca (CHIL), se observa un comportamiento típico de suelo firme, es decir, una curva casi horizontal, excepto entre 0 y 0.7 s, y al igual que en el sitio RICC la componente NS es un poco mayor que la EO. Este resultado es el que se esperaba obtener con la técnica **HVSR** en el sitio CHIL.

8.3.2. Cocientes espectrales calculados mediante microtemores (HVNR)

Se aplicó el método de Nakamura a los registros de ruido ambiental medidos en suelo sedimentario del valle de Chilpancingo. Se grabaron 30 minutos en cada uno de los vértices de los triángulos equiláteros de 500 m de lado y 10 horas en los vértices de los triángulos equiláteros de 1000 m, con una velocidad de 100 muestras por seg, en el arreglo 1 y 2 (figura 4.3). Los sitios de medición están ubicados en las partes más bajas del valle con pendiente suave y por tanto los espesores de material sedimentario son los mayores. Para el cálculo de H/V se consideraron hasta 15 ventanas de 40 s, evitando tomar las partes contaminadas con transitorios. Se aplicó la ventana de Hanning en el dominio del tiempo, para determinar la transformada rápida de Fourier. Se realizó la suma vectorial de las componentes horizontales, y se suavizaron los espectros, y finalmente se calculó el promedio y su correspondiente desviación estándar. La tabla 8.2 presenta la localización de los sitios, además los periodos dominantes con sus correspondientes amplificaciones observadas y en las figuras 8.18 a 8.21 se presentan los cocientes espectrales H/V calculados.

Tabla 8.2. Localización de los vértices de los triángulos equiláteros del arreglo 1 y 2

| Arreglo | Sitio | Periodo dominante | Amplitud | Localización |
|------------|-------|-------------------|----------|--|
| 1 (500 m) | 1 | 2.56 | 12.41 | Unidad Académica de Derecho de la UAG |
| 1 (500 m) | 2 | 2.41 | 16.75 | Av. Circunvalación (frente a la SCT Guerrero) |
| 1 (500 m) | 3 | 2.56 | 2.95 | Calle S/N (frente a Secundaria José Agustín Ramírez) |
| 1 (1000 m) | 4 | 1.64 | 4.35 | Gonzalo N. Ramírez cruce con calle Nacional |
| 1 (1000 m) | 5 | 2.56 | 6.41 | Secretaría de Desarrollo Rural del Gob. del Edo. de Guerrero |
| 1 (1000 m) | 6 | 2.16 | 4.28 | Calle Francisco Villa (frente a Boulevard Vicente Guerrero) |
| 2 (500 m) | 7 | 1.24 | 5.37 | Av. Vicente Guerrero (frente Alameda) |
| 2 (500 m) | 8 | 1.58 | 4.52 | Cerrada de Aurora Elizundia de Calvo |
| 2 (500 m) | 9 | 5.12 | 9.89 | Paseo A. Cervantes Delgado esquina Av. Nicolás Catalán |
| 2 (1000 m) | 10 | 0.84 | 3.67 | Av. Cuauhtémoc esquina con calle Belisario Domínguez |
| 2 (1000 m) | 11 | 1.46 | 6.47 | Calle Izazaga esquina con Mier y Terán |
| 2 (1000 m) | 12 | 2.41 | 6.73 | Calle A. Quintana Roo (frente Boulevard Vicente Guerrero) |

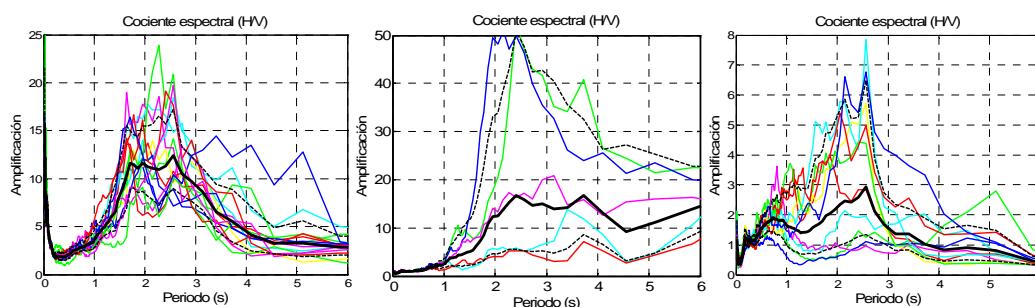


Figura 8.18. Cocientes espectrales medidos en la Unidad Académica de Derecho de la UAG, en la Av. Circunvalación (frente a la SCT) y en la calle S/N (frente a la Secundaria José Agustín Ramírez).

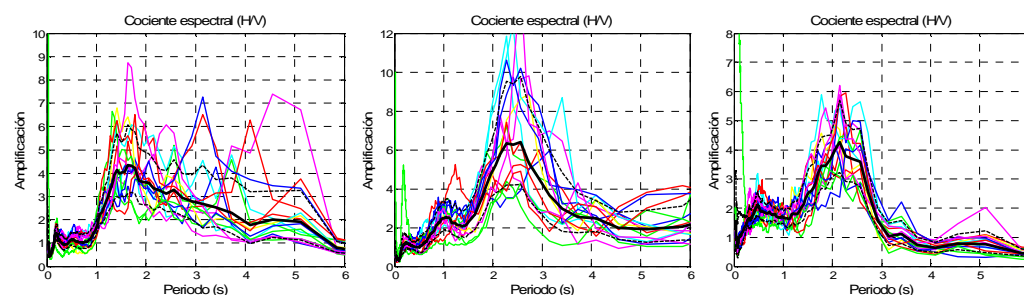


Figura 8.19. Cocientes espectrales medidos en la calle G. N. Ramírez (cruce calle Nacional), en la Secretaría de Desarrollo Rural del Gobierno del Estado de Guerrero y en la calle Francisco Villa.

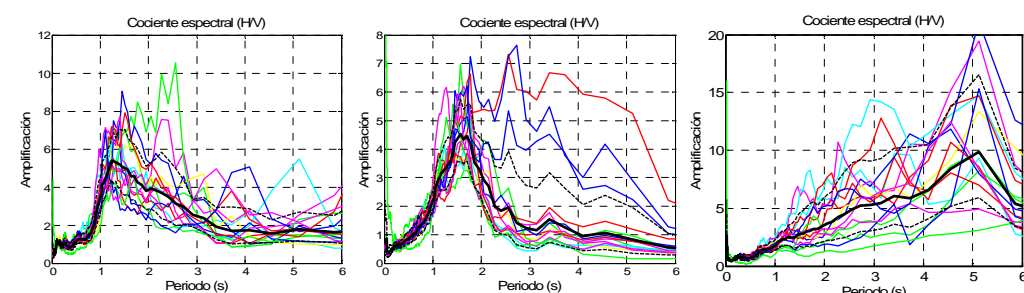


Figura 8.20. Cocientes espectrales medidos en la Av. Vicente Guerrero (frente a la Alameda), en la cerrada de Aurora Elizundia de Calvo y en Paseo Alejandro Cervantes Delgado esquina Av. Nicolás Catalán.

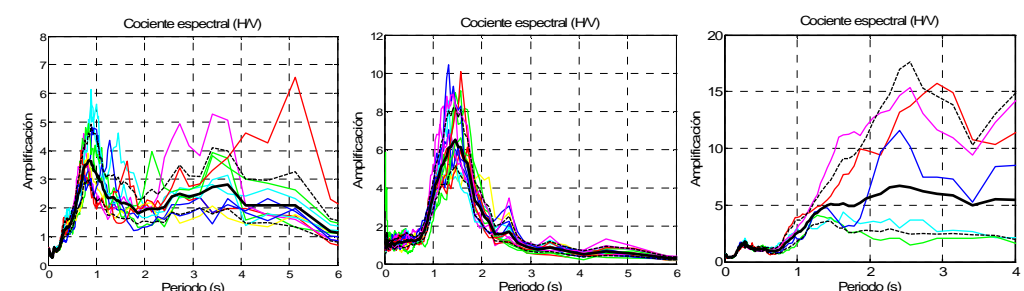


Figura 8.21. Cocientes espectrales medidos en la Av. Cuauhtémoc esquina con calle Belisario Domínguez, en la calle Andrés Quintana Roo y en la calle Izazaga esquina con Mier y Terán.

Para los sitios ubicados en los vértices del triángulo equilátero de 500 m de lado del arreglo 1, el periodo resultó muy uniforme, alrededor de 2.50 s, no así la amplificación que en la calle S/N resultó de 2.95, en la Unidad Académica de Derecho resultó de 12.41 veces y de 16.75 veces en Av.

Circunvalación. En dos sitios de los vértices del triángulo equilátero de 1000 m de lado del arreglo 1 disminuye el periodo dominante, al parecer debido a menores espesores de suelo sedimentario, pero en el otro vértice se repite el periodo alrededor de 2.50 s con una amplificación de 6.41 veces (en el sitio Secretaría de Desarrollo Rural del Gob. del Edo. de Guerrero). En los sitios de los vértices del triángulo equilátero de 500 m de lado del arreglo 2, se observa una clara variación de la disminución del periodo y amplitud con excepción de la parte más baja (Paseo A. Cervantes Delgado: a un costado del río Huacapa) donde se midió un periodo de 5.12 s para una amplitud de 9.89 veces. Para los sitios del triángulo equilátero de 1000 m de lado del arreglo 2, sobresale el vértice ubicado en la calle Andrés Quintana Roo (frente Boulevard Vicente Guerrero) con un periodo de 2.41 s para una amplificación de 6.73 veces. La figura 8.22 presenta el cociente espectral promedio calculado mediante microtremores (H/VNR) con su correspondiente desviación estándar de los 12 sitios medidos, donde se puede apreciar el tipo de material sobre el que se ubican, así como el periodo y la amplificación máxima.

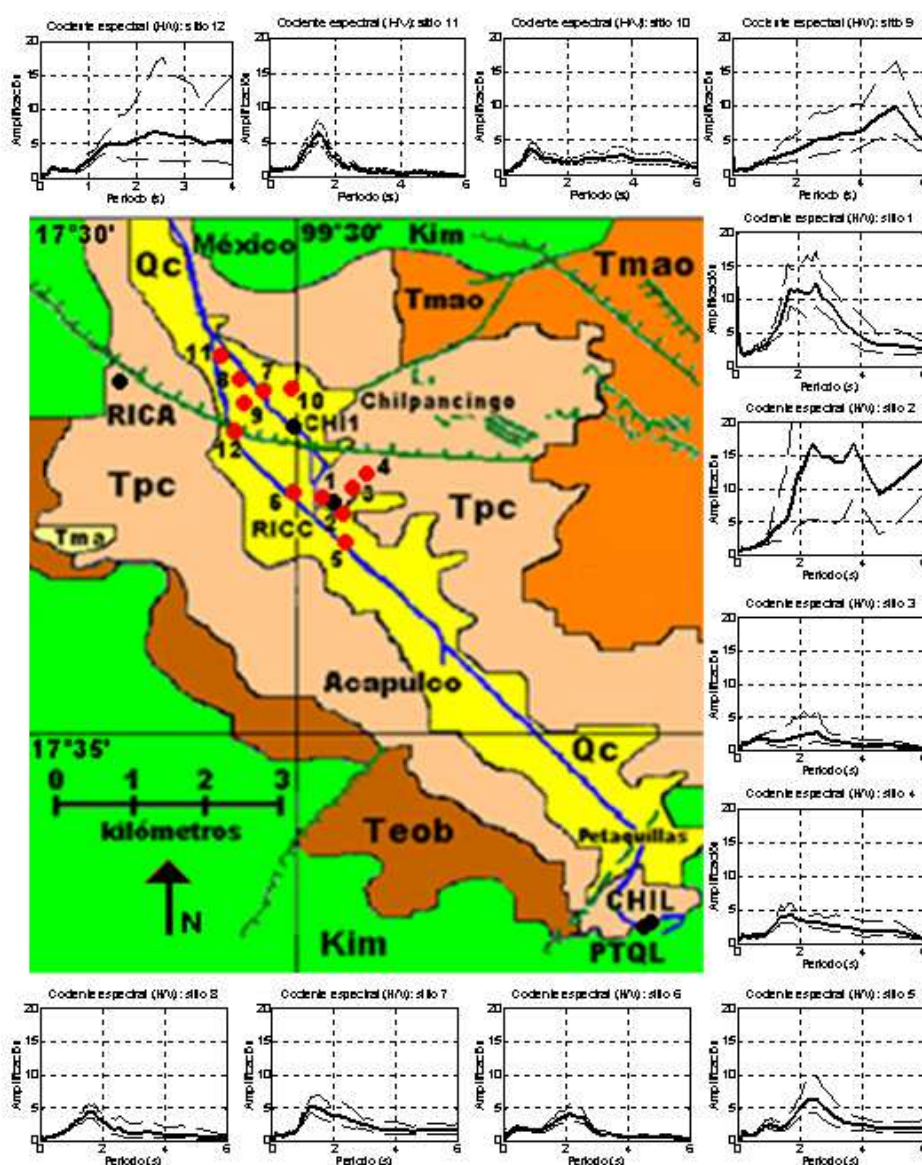


Figura 8.22. Ubicación geológica, periodo y amplificación máxima de los 12 sitios, donde se calculó el cociente espectral H/V con la técnica HVNR.

8.3.3 Funciones de transferencia empíricas (Relación suelo sedimentario/suelo firme)

El otro método clasificado dentro de experimentos basados en registros débiles del movimiento del terreno es el método de Razón Espectral Estándar (en inglés **SSR**), introducido por Borchardt (1970), definido como el espectro de Fourier de un sismo dado registrado sobre el depósito de roca dividido entre el espectro del movimiento del basamento del depósito o en superficie cuando dicho basamento aflora. Los dos espectros deben de tener efectos de fuente y de trayecto similares. La razón espectral obtenida suelo-roca produce una confiable estimación de la respuesta sísmica del suelo. Steidl *et al.*, (1996) señalaron que la selección del sitio de referencia puede ser crítico, donde los sitios en roca pueden tener su propia respuesta de sitio y entonces una deconvolución podría ser necesaria para obtener un estimado del registro sobre la roca. Como ya se señaló, el sitio CHIL puede tener un insignificante efecto de sitio y por tanto puede no ser el sitio ideal para tomarse como referencia. Aunque esto es relativo porque solamente se obtendría el efecto de sitio de la diferencia CHIL-RICC.

Con nueve de los sismos más intensos registrados simultáneamente en las estaciones RICC y CHIL, se calcularon las funciones de transferencia empíricas entre la estación tomada como de referencia CHIL y RICC y se procedió a calcular H_{RICC}/H_{CHIL} , con los espectros de Fourier. En la figura 8.23 se presentan las funciones de transferencia empíricas observadas entre RICC/CHIL, donde se puede observar que las mayores amplificaciones se presentan en la componente EO en alrededor de 2 s para una amplificación relativa aproximada de 25 veces, mientras que para la dirección NS la mayor amplificación se presenta en alrededor de 2.5 s, para una amplificación aproximada de 17 veces.

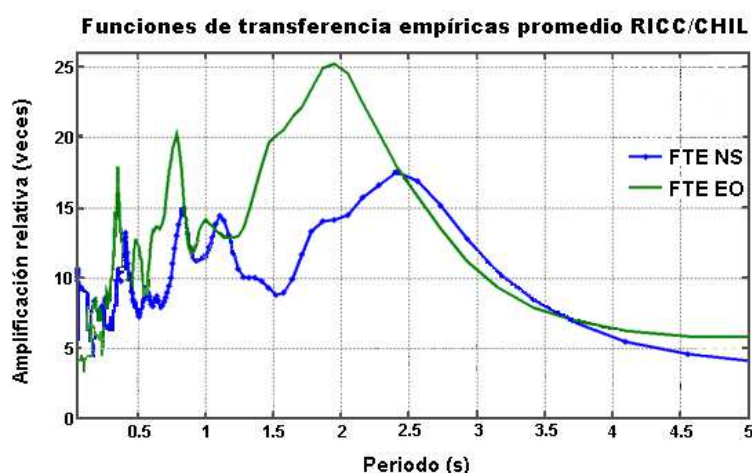


Figura 8.23. Funciones de transferencia empíricas observadas en RICC/CHIL.

Se concluye de los métodos basados en experimentos de registros débiles del movimiento del terreno, que se observa una diferencia importante en la amplificación relativa más no en la forma. Deduciendo que resulta más confiable el método **SSR** (Razón Espectral Estándar) que el **HVSR** (Razón Espectral Horizontal a Vertical), porque el primero reproduce más adecuadamente las grandes amplificaciones observadas, mientras que el segundo no, pero ambos métodos reproducen aproximadamente el periodo máximo.

8.4. FUNCIONES DE TRANSFERENCIA TEÓRICAS

Cuando se desea investigar la respuesta de un sistema de suelo, suponiendo propagación vertical de ondas cortante (ver figura 8.24), entonces debe utilizarse algún método que se base en la solución de la

ecuación de onda, que considere la incidencia vertical. El programa SHAKE-91 (Shnabel *et al.*, 1972) puede ser utilizado para estos fines. Si la excitación (acelerograma objeto) se aplica en la base del sistema (“lecho rocoso”), entonces la relación de amplificación entre la base y la superficie libre (función de transferencia), es la misma que se obtendría al considerar que la base es rígida, lo que implica que no existe radiación en el semiespacio. Esta condición representa el límite superior para el problema de propagación de ondas cortante, y es independiente del movimiento aplicado si el problema es lineal.

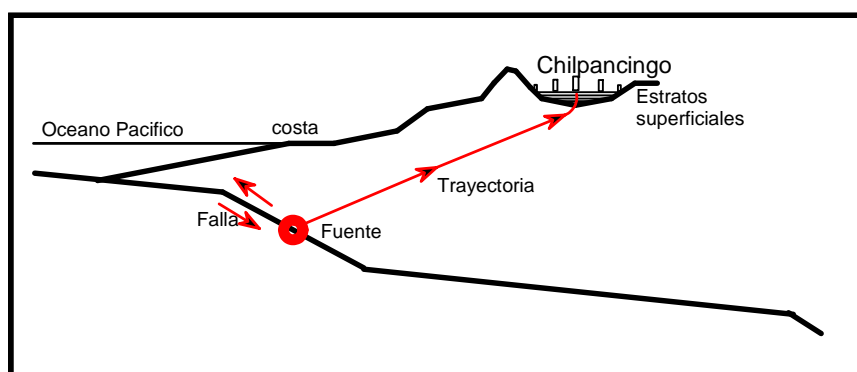


Figura 8.24. Proceso de refracción que produce la propagación casi vertical cerca de la superficie del suelo.

Tabla 8.3. Modelo estratigráfico del sitio SM1-CU

| No. de Estrato | Espesor (m) | Prof. (m) | V_s (m/s) | ξ (%) inicial | γ_v (kg/m ³) | Tipo de material |
|----------------|-------------|-----------|-------------|-------------------|---------------------------------|------------------|
| 1 | 1.2 | 1.2 | 80.0 | 3 | 1650 | Relleno |
| 2 | 0.9 | 2.1 | 130.0 | 3 | 1884 | Arcilla |
| 3 | 3.1 | 5.2 | 420.0 | 3 | 2153 | Arcilla |
| 4 | 2.4 | 7.6 | 105.0 | 3 | 2191 | Arcilla |
| 5 | 4.5 | 12.1 | 690.0 | 3 | 2200 | Aluvión |
| 6 | 6.3 | 18.4 | 260.0 | 3 | 1724 | Limo |
| 7 | 0.6 | 19.0 | 490.0 | 3 | 2000 | Arena |
| 8 | 4.2 | 23.2 | 490.0 | 3 | 1676 | Limo |
| 9 | 0.8 | 24.0 | 490.0 | 3 | 2100 | Arena |
| 10 | 6.0 | 30.0 | 400.0 | 3 | 1676 | Limo |
| 11 | 17.0 | 47.0 | 950.0 | 3 | 1676 | Limo |
| 12 | 5.0 | 52.0 | 800.0 | 3 | 1676 | Limo |
| 13 | - | - | 1220 | 2 | 2243 | Semiespacio |

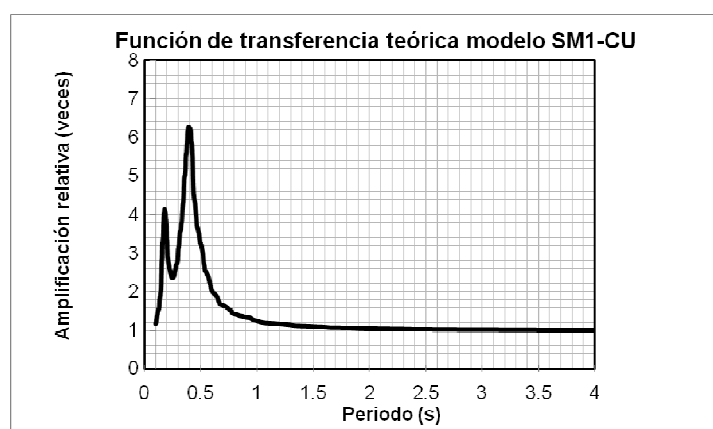
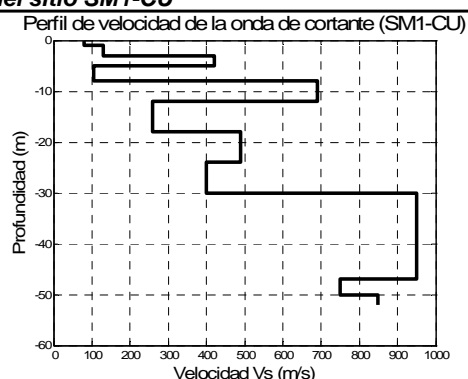


Figura 8.25. Función de transferencia teórica obtenida con el SM1-CU.

Con los datos del perfil de suelo del sondeo SM1-CU (muy cercano al sitio RICC) que se presentan en la tabla 8.3, se calculó la respuesta del sitio considerando como movimiento de entrada el acelerograma registrado en el sitio CHIL (suelo firme) del sismo del 14 de septiembre de 1995 ($M_w=7.2$) componente NS, usando el programa SHAKE-91 (Idriss y Sun, 1992). En la figura 8.25 se presenta la función de transferencia teórica del sitio SM1-CU, en la cual se puede observar que la amplificación máxima de 6 veces se presenta en 0.41 s. Claramente, se puede inferir que la respuesta del sitio es la debida a los estratos superficiales.

En la tabla 4.1 y figuras 4.11 y 4.12, se presentan los dos modelos estratigráficos calculados con SPAC para los arreglos 1 y 2, donde incluyen la estructura de velocidades del subsuelo de los sitios ubicados en suelo sedimentario, localizados en la parte más baja del valle de Chilpancingo (figura 4.3). Se observa que el modelo M1 alcanza a inferir la estructura de velocidades de la onda de cortante del subsuelo hasta una profundidad de 385 m y en el caso del modelo M2 hasta 334 m. Tomando en consideración la figura 3.2, donde se presentan las secciones geológicas del subsuelo del valle de Chilpancingo, se puede inferir para la parte más baja un espesor máximo de estratos de suelo no consolidado (que comprende las formaciones geológicas **Qc**, **Tpc** y **Teob**) de aproximadamente 400 m hasta llegar a la formación Morelos (**Kim**). Con la finalidad de investigar la respuesta debida a la propagación vertical de ondas de cortante de los dos modelos definidos para cada uno de los arreglos, se utilizó el modelo unidimensional (1D) y el programa SHAKE-91 (Idriss y Sun, 1992), que se basa en la solución de la ecuación de onda unidimensional. La respuesta se calcula al aplicar como movimiento de entrada en el afloramiento de roca el acelerograma CHIL componente NS del sismo del 14 de septiembre de 1995 ($M_w=7.2$), que representa un movimiento que tiene una aceleración máxima absoluta horizontal de 0.026 g, que corresponde al temblor más intenso registrado en el suelo firme del valle de Chilpancingo.

En la figura 8.26 se presentan las funciones de transferencia calculadas para los modelos M1 y M2. Para el modelo M1, el modo fundamental es de 2.5 s y amplifica aproximadamente 6.3 veces, mientras que el segundo, tercer y cuarto modo son de 1.0, 0.65 y 0.5 s con amplificaciones entre 2.5 y 4 veces. Mientras que el modelo M2 donde se tienen espesores menores del depósito de suelo indica que el modo fundamental es de 2.28 s y amplifica 6 veces, mientras que el segundo, tercer y cuarto modo son de 0.85, 0.58 y 0.4 s con amplificaciones entre 3 y 4.

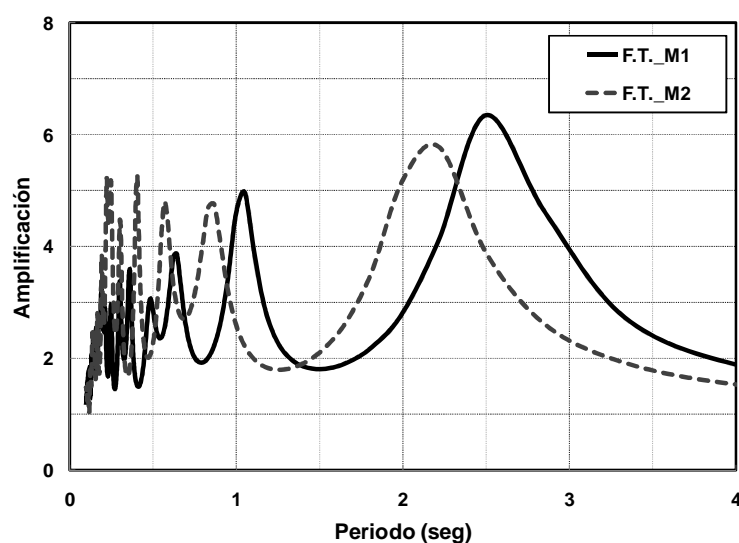


Figura 8.26. Funciones de transferencia teóricas de los modelos M1 y M2 del sismo del 14 de septiembre de 1995 ($M_w=7.2$).

Los espectros de respuesta del 5% del amortiguamiento crítico del temblor del 14 de septiembre de 1995 se muestran en la figura 8.27. Como puede notarse, existe una amplificación importante en el intervalo de periodos de 1 a 1.5 s. Sin embargo, en general, las ordenadas del espectro calculado quedan muy por abajo del registrado, sobre todo entre 0.3 y 1 s. La aceleración máxima del suelo de la simulación es 0.068 g contra 0.089 g del registrado, y la ordenada espectral máxima es del orden de la mitad. Hay algunos máximos del espectro registrado (entre $T=0.7$ y $T=0.9$ s) que no son reproducidos. Los máximos en 0.5 s y en 1.1 s en el espectro de la simulación son los más importantes, y están relacionados con el segundo y tercer modo de la función de transferencia del modelo M1. En la misma figura 8.27 se presentan también los espectros de respuesta de velocidad para el mismo amortiguamiento, aquí los valores de las ordenadas máximas son muy cercanos.

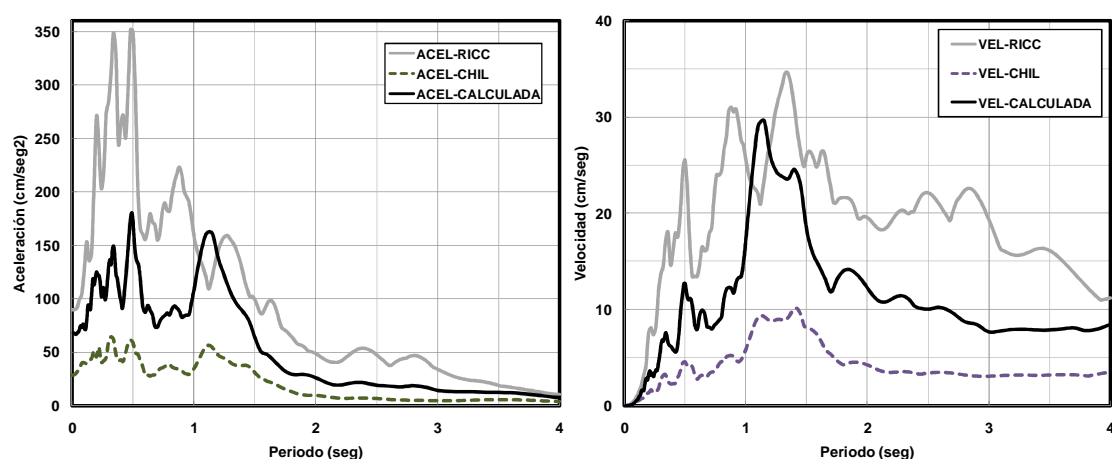


Figura 8.27. Espectros de respuesta de aceleración y velocidad (5%) registrados componente NS (RICC y CHIL) y calculado (modelo M1) del sismo del 14 de septiembre de 1995 ($M_w=7.2$).

8.5. EFECTO DE LA DIRECCIONALIDAD DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN EL VALLE DE CHILPANCINGO

Después de haber valorado las amplificaciones sísmicas en Chilpancingo, un aspecto importante a revisar es el efecto de la direccionalidad de las ondas sísmicas. Caracterizar el movimiento de las ondas sísmicas en el valle de Chilpancingo es el propósito de este trabajo. Para observar si existe una direccionalidad preferencial de las ondas sísmicas que inciden en el valle de Chilpancingo, se procedió a utilizar algunas técnicas que se describen a continuación. La geometría del valle, las posibles heterogeneidades de los depósitos de suelo sedimentario, los gruesos espesores de suelo sedimentario y las irregularidades topográficas apreciadas lo vuelven un problema complejo.

8.5.1. Direcciones acimutales, direcciones de PGA y principales de la intensidad máxima

La estación CHI1, actualmente está fuera de operación, aunque registró los eventos 1 a 5 de la tabla 8.4, incluyendo el terremoto de 1985, mientras que la estación RICC está en operación desde 1994, y ha registrado los eventos 7 a 27. Otra estación dentro del área urbana es la estación RICA, que ha tenido registros de una manera intermitente, y la estación CHIL, estuvo instalada en suelo firme al Sur del valle.

Tabla 8.4. Sismos registrados en suelo sedimentario de Chilpancingo

| # | Fecha | Mag. (M ₀) | Dist. (km) | Prof. (km) | PGA _H (g) | PGA _V (g) | PGA _V / PGA _H | PGV _H (cm/s) | PGV _V (cm/s) | PGV _V / PGV _H | Estación | Mec. |
|----|--------------|---------------------------|---------------|---------------|-------------------------|-------------------------|--|----------------------------|----------------------------|--|----------|------|
| 1 | 25/10/81 | 7.3 | 294 | 32 | 0.0390 | 0.0220 | 0.56 | 6.96 | 3.21 | 0.46 | CHI1 | IAP |
| 2 | 07/06/82-1 | 7.0 | 197 | 11 | 0.0560 | 0.0310 | 0.55 | 9.98 | 4.84 | 0.49 | CHI1 | IEP |
| 3 | 07/06/82-2 | 6.9 | 179 | 19 | 0.0430 | 0.0210 | 0.49 | 4.74 | 2.89 | 0.61 | CHI1 | IEP |
| 4 | 19/09/85 | 8.1 | 341 | 21 | 0.1870 | 0.0850 | 0.46 | 36.47 | 15.86 | 0.44 | CHI1 | IEP |
| 5 | 21/09/85 | 7.5 | 238 | 21 | 0.1180 | --- | --- | 14.62 | - | - | CHI1 | IEP |
| 6 | 04/07/94 | 6.4 | 385 | 15 | 0.0044 | 0.0020 | 0.53 | 0.46 | 0.19 | 0.41 | RICC | IEP |
| 7 | 29/10/94 (A) | 5.1 | 77 | 49 | 0.0130 | 0.0110 | 0.81 | 0.757 | 0.411 | 0.54 | RICC | IAP |
| 8 | 10/12/94 (B) | 6.4 | 233 | 54 | 0.0350 | 0.0150 | 0.43 | 4.89 | 2.20 | 0.41 | RICC | IAP |
| 9 | 14/09/95 (C) | 7.4 | 138 | 22 | 0.0880 | 0.0570 | 0.65 | 11.55 | 8.01 | 0.69 | RICC | IEP |
| 10 | 09/10/95 | 7.9 | 585 | 10 | 0.0110 | 0.0070 | 0.67 | 2.75 | 1.32 | 0.48 | RICC | S |
| 11 | 21/10/95 | 7.2 | 650 | 160 | 0.0070 | 0.0030 | 0.44 | 1.36 | 0.47 | 0.35 | RICC | IAP |
| 12 | 15/07/96 (D) | 6.8 | 162 | 22 | 0.0259 | 0.0173 | 0.67 | 3.28 | 2.08 | 0.63 | RICC | IEP |
| 13 | 11/01/97 (E) | 7.2 | 367 | 40 | 0.0305 | 0.0129 | 0.42 | 4.31 | 2.30 | 0.53 | RICC | IAP |
| 14 | 22/05/97 (F) | 6.5 | 265 | 56 | 0.0166 | 0.0092 | 0.55 | 1.77 | 1.15 | 0.65 | RICC | IAP |
| 15 | 15/06/99 (G) | 7.0 | 234 | 69 | 0.1017 | 0.0607 | 0.60 | 7.83 | 4.68 | 0.60 | RICC | IAP |
| 16 | 21/07/00 (H) | 5.9 | 115 | 80 | 0.1267 | 0.0526 | 0.42 | 5.53 | 2.2 | 0.40 | RICC | IAP |
| 17 | 9/08/00 | 6.5 | 336 | 33 | 0.0158 | 0.0094 | 0.60 | - | - | - | RICC | IEP |
| 18 | 08/10/01 | 5.9 | 95 | 15 | 0.0678 | 0.0615 | 0.91 | 4.04 | 2.63 | 0.65 | RICC | S |
| 19 | 9/11/01 | 5.5 | 203 | 15 | 0.0108 | 0.0040 | 0.37 | 0.99 | 0.61 | 0.62 | RICC | S |
| 20 | 23/01/02 | 5.0 | 94 | 5 | 0.0110 | 0.0072 | 0.71 | 0.35 | 0.15 | 0.43 | RICC | S |
| 21 | 30/01/02 | 5.9 | 383 | 116 | 0.0032 | 0.0028 | 0.88 | 0.38 | 0.23 | 0.61 | RICC | IAP |
| 22 | 18/04/02 | 6.3 | 215 | 15 | 0.0030 | 0.0025 | 0.83 | - | - | - | RICC | S |
| 23 | 7/06/02 | 5.5 | 341 | 22 | 0.0025 | 0.0013 | 0.52 | 0.48 | 0.15 | 0.31 | RICC | IEP |
| 24 | 19/06/02 | 5.5 | 214 | 24 | 0.0054 | 0.0029 | 0.54 | 0.54 | 0.29 | 0.54 | RICC | IEP |
| 25 | 21/01/03 (I) | 7.5 | 524 | 23 | 0.0275 | 0.0230 | 0.84 | 7.05 | 2.88 | 0.41 | RICC | IEP |
| 26 | 01/01/04 | 6.0 | 244 | 21 | 0.0123 | 0.0064 | 0.52 | 1.42 | 0.67 | 0.47 | RICC | IEP |
| 27 | 13/04/07 (J) | 6.0 | 70.5 | 42.7 | 0.0460 | 0.0321 | 0.72 | 7.77 | 2.46 | 0.32 | RICC | IEP |

IAP- entra-placa; IEP- inter-placa; S- superficial

Para fines de este estudio se seleccionaron los eventos que se registraron simultáneamente en suelo sedimentario y firme, que de acuerdo con la tabla 8.4, estos sismos son: 7 (A), 8 (B), 9 (C), 12 (D), 13 (E), 15 (G), 16 (H) y 25 (I). Estos eventos se usaron para la estimación de las funciones de transferencia y para las relaciones espectrales. Además, se incluyeron los eventos 14 (F) y 27 (J) en el estudio de las direcciones principales, por ser eventos de intensidad considerable. En la figura 8.28 se presenta la localización de los epicentros de estos diez eventos (ver tabla 8.4), donde se puede apreciar la distancia relativa a la ciudad y su azimut. Se seleccionaron los eventos con la mayor intensidad sísmica. En la tabla 8.5 se presenta la aceleración horizontal registrada, la aceleración horizontal máxima calculada con su correspondiente ángulo, el azimut, el mecanismo focal y la fuente sísmica, para las diferentes estaciones utilizadas en este trabajo.



Figura 8.28. Mapa de la localización de los epicentros de los sismos estudiados.

Tabla 8.5. Sismos registrados en el valle de Chilpancingo y las direcciones de PGA

| Fecha del sismo | A_{\max} sin girar (cm/s ²) | A_{\max} (cm/s ²) | Ángulo (grados) | Azimut (grados) | Mag. (M _w) | Prof. (Km) | Fuente sísmica |
|-----------------|---|---------------------------------|-----------------|-----------------|------------------------|------------|----------------|
| Estación CHIL | | | | | | | |
| 29/10/1994 | 4.543 NS | 4.575 | 83.25 | 334.37 | 5.1 | 49.0 | I |
| 10/12/1994 | 4.570 NS | 4.707 | -59.85 | 249.26 | 6.4 | 54.0 | I |
| 14/09/1995 | 20.422 NS | 26.467 | -83.71 | 49.87 | 7.3 | 21.8 | OM |
| 15/07/1996 | 4.819 NS | 4.819 | -86.92 | 269.03 | 6.6 | 22.4 | PE |
| 11/01/1997 | 3.741 NS | 3.849 | -76.45 | 254.21 | 7.1 | 40.0 | MI |
| 15/06/1999 | 23.164 NS | 24.058 | 44.99 | 115.84 | 6.9 | 61.2 | I |
| 21/07/2000 | 23.625 EO | 26.436 | -31.09 | 129.38 | 5.8 | 56.0 | I |
| 22/01/2003 | 3.056 NS | 3.531 | 81.71 | 252.56 | 7.5 | 26.0 | CO |
| Estación RICC | | | | | | | |
| 29/10/1994 | 12.980 NS | 14.051 | 55.03 | 341.38 | 4.5 | 49.0 | I |
| 10/12/1994 | 34.491 EO | 35.906 | 16.14 | 250.77 | 6.4 | 54.0 | I |
| 14/09/1995 | 88.004 NS | 102.37 | -38.75 | 48.56 | 7.3 | 21.8 | OM |
| 15/07/1996 | 24.831 NS | 27.698 | 32.08 | 271.59 | 6.6 | 22.4 | PE |
| 11/01/1997 | 30.520 NS | 30.998 | -79.93 | 255.26 | 7.1 | 40.0 | MI |
| 22/05/1997 | 14.050 EO | 16.631 | -4.48 | 240.56 | 6.5 | 55.5 | I |
| 15/06/1999 | 102.36 EO | 102.39 | 1.32 | 113.73 | 6.9 | 61.2 | I |
| 21/07/2000 | 65.515 EO | 125.44 | 19.21 | 125.33 | 5.8 | 56.0 | I |
| 22/01/2003 | 21.962 NS | 27.106 | -17.78 | 253.27 | 7.5 | 26.0 | CO |
| Estación RICA | | | | | | | |
| 29/10/1994 | 18.022 EO | 18.075 | 4.39 | 343.75 | 4.5 | 49.0 | I |
| 10/12/1994 | 17.339 NS | 18.023 | -74.17 | 251.21 | 6.4 | 54.0 | I |
| 14/09/1995 | 49.353 NS | 53.178 | 68.14 | 48.35 | 7.3 | 21.8 | OM |
| 15/07/1996 | 20.978 EO | 25.072 | -33.21 | 272.39 | 6.6 | 22.4 | PE |
| 11/01/1997 | 16.287 NS | 19.888 | -78.72 | 255.56 | 7.1 | 40.0 | MI |
| 22/05/1997 | 8.798 EO | 10.215 | -47.64 | 240.79 | 6.5 | 55.5 | I |
| 15/06/1999 | 84.477 EO | 90.046 | -20.26 | 113.03 | 6.9 | 61.2 | I |

El ángulo (+) Θ está referido a la dirección NE

De acuerdo con Arias (1969), el propósito de las escalas de intensidad instrumental es medir el potencial de destructividad que un sismo puede ocasionar en una localidad. La intensidad de Arias se define como una medida de la destructividad de los sismos, en el sentido en que la cantidad de daño que sufre una estructura es proporcional a la energía disipada por la estructura, por unidad de peso, durante la totalidad del movimiento que el sismo induce a la estructura. La intensidad medida en un punto determinado se define como:

$$I_{xx} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_x^2(t) dt; \quad \text{donde } a_x(t), \text{ es la aceleración en el tiempo } t \quad (8.1)$$

Asimismo, es posible establecer un tensor de Intensidades de Arias, y a partir de éste se pueden determinar las intensidades principales y sus respectivos ángulos, con lo cual se puede estimar la dirección de intensidad máxima. Si se omiten las aceleraciones verticales ($a_z(t)$) y sólo se trabaja con las aceleraciones horizontales ortogonales $a_x(t)$ y $a_y(t)$, el tensor de intensidades se define como:

$$\begin{bmatrix} I_{xx} & I_{xy} \\ I_{yx} & I_{yy} \end{bmatrix}; \quad \text{donde } I_{xy} = I_{yx} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_x a_y(t) dt. \quad (8.2)$$

Para los eventos sísmicos estudiados en este trabajo se estimaron las intensidades principales y sus respectivas direcciones, con las dos componentes horizontales ortogonales, además de considerar el

tiempo total de los registros, los resultados obtenidos se presenta en la tabla 8.6, donde se incluye una columna con las relaciones entre éstas intensidades principales (I_{\min}/I_{\max}).

Tabla 8.6. Intensidades principales de los acelerogramas de los sismos más intensos registrados en los últimos 15 años en el valle de Chilpancingo

| Sismo | Estación | I_{\max} | I_{\min} | I_{\min}/I_{\max} | Θ (grados) |
|----------|----------|------------|------------|---------------------|-------------------|
| 29/10/94 | RICA | 0.3000 | 0.2396 | 0.80 | 0.38 |
| | RICC | 0.3367 | 0.2979 | 0.89 | 43.99 |
| | CHIL | 0.0200 | 0.0145 | 0.73 | -16.86 |
| 10/12/94 | RICA | 1.5148 | 1.1159 | 0.74 | -22.69 |
| | RICC | 4.9097 | 3.2967 | 0.67 | 64.64 |
| | CHIL | 0.0667 | 0.0543 | 0.81 | -6.83 |
| 14/09/95 | RICA | 9.6109 | 6.9864 | 0.73 | 44.40 |
| | RICC | 44.3247 | 30.977 | 0.70 | 81.31 |
| | CHIL | 1.0726 | 0.8398 | 0.78 | -3.73 |
| 15/07/96 | RICA | 1.3785 | 1.2188 | 0.88 | 121.96 |
| | RICC | 3.8655 | 2.7781 | 0.72 | 52.61 |
| | CHIL | 0.0576 | 0.0330 | 0.57 | -0.12 |
| 11/01/97 | RICA | 1.4037 | 0.8850 | 0.63 | 131.10 |
| | RICC | 4.0300 | 3.5388 | 0.88 | 54.94 |
| | CHIL | 0.0699 | 0.0372 | 0.53 | 0.71 |
| 22/05/97 | RICA | 0.5708 | 0.3984 | 0.70 | 50.08 |
| | RICC | 1.5980 | 0.8449 | 0.53 | 80.41 |
| 15/06/99 | RICC | 29.5344 | 24.4611 | 0.83 | 70.22 |
| | CHIL | 1.1186 | 1.0524 | 0.94 | 130.79 |
| 21/07/00 | RICC | 10.8660 | 5.9545 | 0.55 | 38.70 |
| | CHIL | 0.4226 | 0.2645 | 0.63 | 113.69 |
| 22/01/03 | RICC | 4.5551 | 3.8530 | 0.85 | -6.92 |
| | CHIL | 0.0650 | 0.0194 | 0.30 | 12.98 |

El ángulo (+) Θ está referido a la dirección NE

En la figura 8.29 se presentan para cada una de las estaciones estudiadas CHIL (roca), RICC (suelo sedimentario) y RICA (suelo), tres gráficas para cada una; las direcciones acimutales, las direcciones de PGA, y las direcciones principales de las Intensidades de Arias. Al analizar esta figura junto con la tabla 8.6, que considera todo el tiempo de los registros, se observa que en la estación CHIL, las direcciones de las intensidades máximas presentan una fuerte tendencia a la dirección Norte-Sur (que resulta ser perpendicular al cerro de Salto de Valdés, que se encuentra a poca distancia de la estación). Esta tendencia parece predominar en todos los eventos sísmicos, por lo que aparentemente la dirección no se ve afectada por la localización del epicentro.

En la estación RICC las direcciones máximas de la intensidad de Arias tienden a ser paralelas al eje menor del valle (dirección SO-NE). En varios eventos se observó este patrón de la dirección principal, con variaciones en unos 20 grados, sin embargo, en el sismo del 14 de septiembre de 1995, que tiene el mayor valor de intensidad, la dirección máxima tiende a ser en la dirección longitudinal, mientras tanto en la estación RICA las direcciones principales de las intensidades máximas no presentan una tendencia aparente definida: no coinciden ni con la dirección epicentral, ni son perpendiculares a algún eje del valle. Los valores de los ángulos de las direcciones principales difieren hasta en 180 grados. Los cocientes calculados de dividir la intensidad principal mínima entre la principal máxima son relativamente altos en la mayoría de los casos (cerca de uno), según se puede apreciar en la tabla 8.6, lo que indica que las intensidades principales máximas están muy poco polarizadas, éstos valores fluctúan entre 0.30 y 0.94.

En cinco de los eventos estudiados, además de considerar el tiempo total de los registros, también se calcularon las intensidades principales de Arias, así como sus respectivos ángulos, para tres diferentes segmentos de los acelerogramas: etapa de pre-evento, fase intensa y post-evento. La elección de estas

tres fases se hizo al considerar que la energía se concentra 5%, 90% y 5% respectivamente. Los resultados de este análisis se presentan en la tabla 8.7.

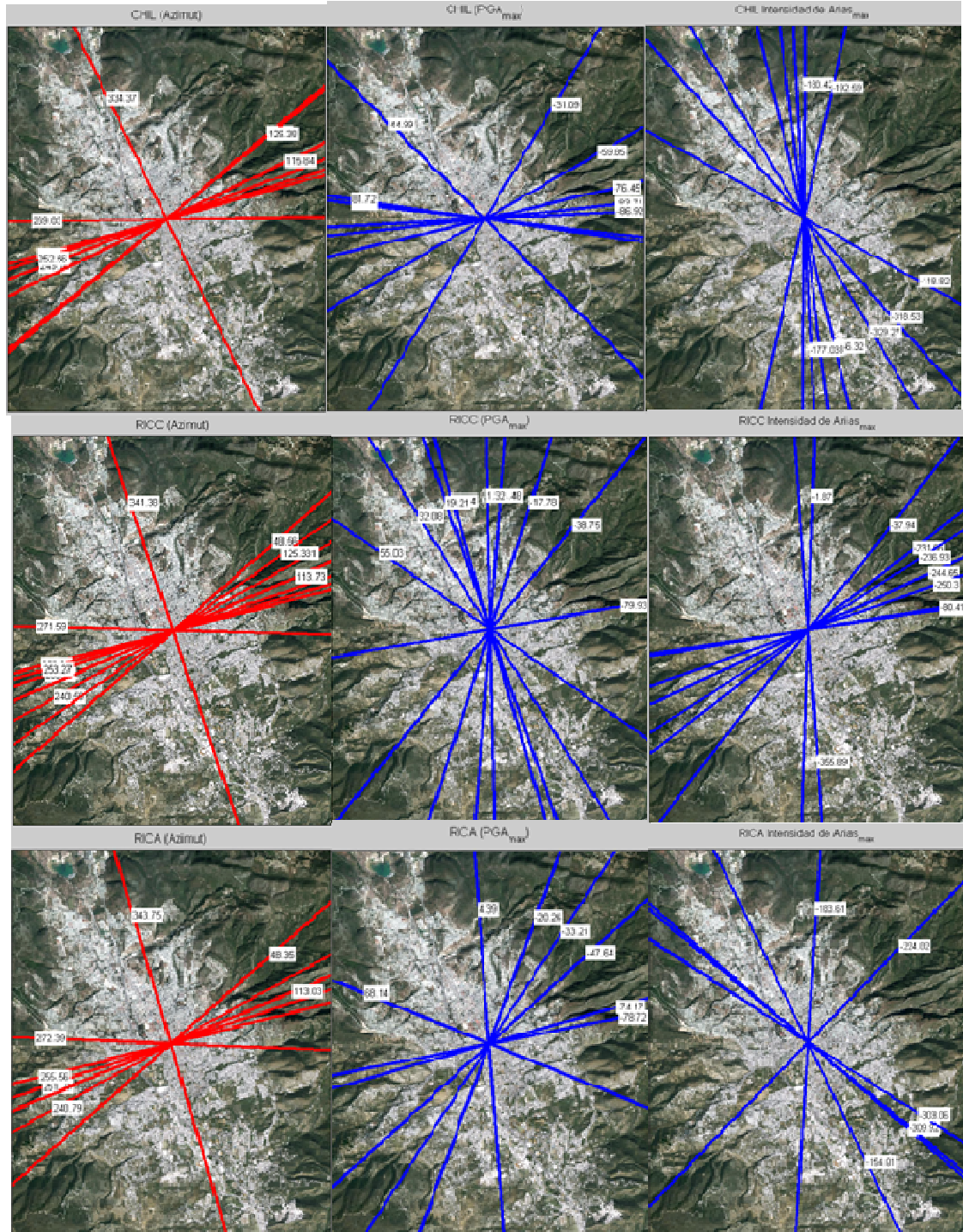


Figura 8.29. Direcciones acimutales, de PGA y principales de la Intensidad máxima en las estaciones CHIL, RICC y RICA, para los sismos señalados en la figura 8.28.

Los resultados del análisis de los tres segmentos indican que en CHIL la dirección de la intensidad máxima del pre-evento corresponde a la dirección del epicentro. En la fase intensa, se obtiene el mismo ángulo que al usar todo el tiempo del registro (tabla 8.6). La dirección de la intensidad de Arias del post-evento, también sigue la tendencia de la fase intensa.

En la primera fase de los acelerogramas de las estaciones RICC y RICA, la dirección de la intensidad principal máxima, coincide con la dirección epicentral de los cinco eventos sísmicos. Mientras que la fase intensa se polariza en el mismo sentido que el obtenido en el estudio que considera la totalidad del registro. Las direcciones de las intensidades máximas del post-evento siguen la misma tendencia que las direcciones de la fase intensa.

Tabla 8.7. Intensidades principales por segmento (PRE: pre-evento, INT: intenso y POST: post-evento)

| 29/10/94 estación | I_{\max} | | | I_{\min} | | | Θ | | |
|----------------------|------------|--------|-------|------------|--------|-------|----------|--------|--------|
| | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST |
| RICA | 0.014 | 0.266 | 0.020 | 0.009 | 0.213 | 0.016 | 17.17 | -1.00 | -0.60 |
| RICC | 0.032 | 0.271 | 0.041 | 0.021 | 0.235 | 0.034 | 2.96 | 47.87 | 80.46 |
| CHIL | 0.000 | 0.019 | 0.002 | 0.000 | 0.013 | 0.001 | 39.10 | -16.37 | -30.02 |
| 10/12/94 estación | I_{\max} | | | I_{\min} | | | Θ | | |
| | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST |
| RICA | 0.000 | 1.370 | 0.145 | 0.000 | 1.016 | 0.100 | 18.58 | -22.20 | -26.55 |
| RICC | 0.003 | 3.913 | 0.802 | 0.001 | 2.770 | 0.375 | 8.92 | 67.38 | 57.41 |
| CHIL | 0.003 | 0.055 | 0.011 | 0.000 | 0.044 | 0.008 | 86.19 | -10.80 | 9.50 |
| 14/09/95 estación | I_{\max} | | | I_{\min} | | | Θ | | |
| | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST |
| RICA | 0.123 | 9.507 | ----- | 0.096 | 6.871 | ----- | -12.10 | 44.67 | ----- |
| RICC | 0.478 | 40.492 | 1.760 | 0.284 | 27.981 | 1.250 | -9.03 | 81.21 | 85.12 |
| CHIL | 0.000 | 1.032 | 0.041 | 0.000 | 0.805 | 0.034 | -7.61 | -3.35 | -16.59 |
| 15/07/96 estación | I_{\max} | | | I_{\min} | | | Θ | | |
| | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST |
| RICA | 0.124 | 1.198 | 0.092 | 0.060 | 1.057 | 0.067 | 80.34 | 132.25 | -40.22 |
| RICC | 0.167 | 3.308 | 0.392 | 0.150 | 2.365 | 0.262 | 37.27 | 52.96 | 52.06 |
| CHIL | 0.004 | 0.053 | 0.002 | 0.003 | 0.028 | 0.001 | 101.54 | 0.59 | -0.51 |
| 11/01/97 estación | I_{\max} | | | I_{\min} | | | Θ | | |
| | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST | PRE | INT | POST |
| RICA | 0.054 | 1.191 | 0.179 | 0.029 | 0.741 | 0.095 | 71.92 | 133.67 | 124.92 |
| RICC | 0.067 | 3.412 | 0.427 | 0.051 | 3.021 | 0.284 | 88.68 | 45.94 | 79.16 |
| CHIL | 0.002 | 0.064 | 0.005 | 0.001 | 0.033 | 0.002 | 92.77 | 0.48 | 3.80 |

La intensidad de Arias, usada ampliamente como una medida de la intensidad del movimiento del terreno, es esencialmente un índice basado en comportamiento lineal y es por tanto apropiado solamente cuando la respuesta afecta a sistemas rígidos Riddell (2007). Los parámetros basados en conceptos lineales, como es el caso de la intensidad de Arias, pueden ser insuficientes para describir con exactitud la capacidad destructiva de un sismo, pues la mayoría de las estructuras reales se comportan inelásticamente durante eventos sísmicos intensos, sobre todo durante sismos de gran duración como los que se registran en suelos sedimentarios. Por esta razón, en muchas ocasiones se considera conveniente complementar los resultados con otros parámetros.

En el caso de Chilpancingo, se cuenta con pocos registros simultáneos, por tanto, la intensidad de las aceleraciones de los sismos no es suficiente para producir deformaciones inelásticas significativas. Por ejemplo, Gómez Bernal *et al.*, (1991) encontraron que para el sismo del 25 de abril de 1989, en dos sitios con diferentes condiciones geotécnicas uno ubicado en zona de transición (estación Granjas) y otro en la zona de lago (estación Lindavista) tuvieron la misma intensidad de Arias, mientras que en el primero no hubo demanda de ductilidad en el segundo la demanda fue mayor que 2, lo que pone de

manifiesto la limitación de los modelos lineales, como la intensidad de Arias, para estimar la capacidad destructiva de un sismo.

El análisis de direccionalidad no indica una clara polaridad en el movimiento del suelo. Cuando se consideran las direcciones de PGA, no existe ninguna relación ni tampoco alguna tendencia, pero si se analizan las direcciones principales de Arias, que representan la direccionalidad de la energía se presentan ciertas tendencias sobre todo en CHIL y en RICC. Lo anterior sugiere que pueden ser menores los efectos de amplificación debido a la topografía y más fuertes los efectos de la geología local profunda.

8.5.2. Efectos de sitio observados de acelerogramas y su relación con la direccionalidad

Para estudiar la relación que puede existir entre los efectos de sitio y las direcciones principales, se analizaron dos técnicas. La primera, la relación espectral horizontal-vertical, H/V o HVSR; la otra, la relación espectral suelo-roca, o función de transferencia empírica (FTE). Existen varios métodos que utilizan como base las observaciones simultáneas de microtemblores; por ejemplo, Nakamura (1989) utilizó la relación espectral Horizontal-Vertical (HVSR) para determinar los periodos dominantes; otros investigadores han aplicado una técnica basada en la inversión de la relación H/V con la que es posible estimar la variación de la velocidad de ondas de cortante, como Arai y Tokimatsu (2004). Aunque este procedimiento ha sido cuestionado por su falta de fundamento teórico (Horike *et al.*, 2001), en la actualidad su aplicación se ha extendido en todas partes, y se utiliza como una herramienta muy versátil para estimar las características del sitio donde se localiza la estación sismográfica o acelerográfica (Lozano *et al.*, 2009). Este método también se ha aplicado para estudiar los acelerogramas de movimiento intenso.

Utilizando los registros de los nueve sismos más intensos registrados en los últimos 15 años en la estación RICC, los resultados de calcular los cocientes espectrales H/V, en RICC, y en CHIL, se presentan en las figuras 8.30 y 8.31, donde se busca coincidir con la dirección longitudinal y transversal del valle. En cada caso, se presentan las gráficas promedio de los nueve sismos con la desviación estándar, para las componentes a 46°, que están alineadas aproximadamente con el eje longitudinal (LONG) y transversal (TRANSV) del valle. Al usar los registros a 46 grados en la dirección LONG y en la TRANS, se detecta que las curvas tienden al mismo periodo (2.7 s) y también tienden a la misma amplitud que los H/V calculados sin girar. En el caso de la estación sobre roca (CHIL), se observa un comportamiento típico de un terreno de suelo firme, es decir, una curva muy horizontal, excepto entre 0 y 0.7 s.

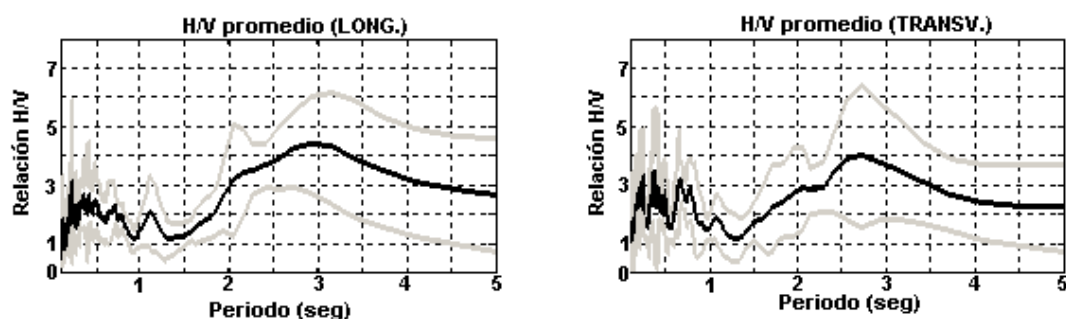


Figura 8.30. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación RICC, al rotar los ejes 46 grados (LONG. y TRANSV.).

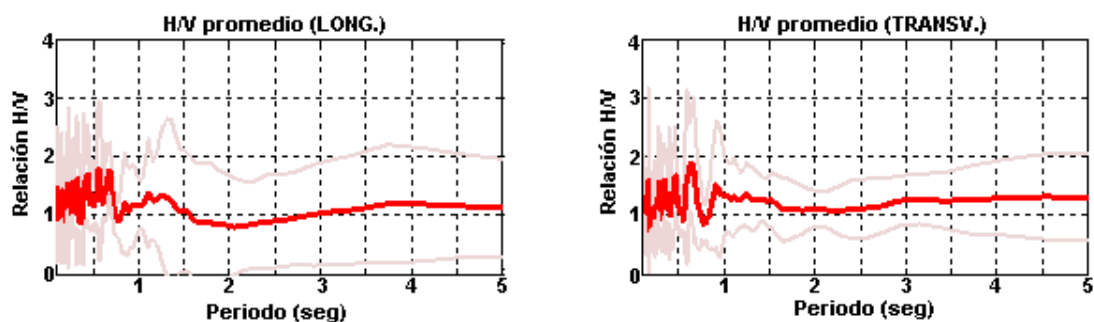


Figura 8.31. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación CHIL, al rotar los ejes 46 grados (LONG. y TRANSV.).

En la figura 8.32 se muestra una gráfica comparativa de los cocientes espectrales promedio y los obtenidos girando los ejes de los equipos 46 grados para las estaciones RICC y CHIL, donde se puede observar que para el caso de RICC en las direcciones NS y LONG ambos cocientes presentan la amplitud máxima para un periodo cercano a 3.0 s, mientras que para las direcciones EO y TRANS se observa una disminución de las amplitudes máximas y de su correspondiente periodo, comparado con las otras direcciones, también se observa una diferencia importante en la respuesta entre las direcciones NS y EO. Para la estación CHIL no se observa diferencia significativa en las direcciones NS y LONG, así como en las direcciones EO y TRANS.

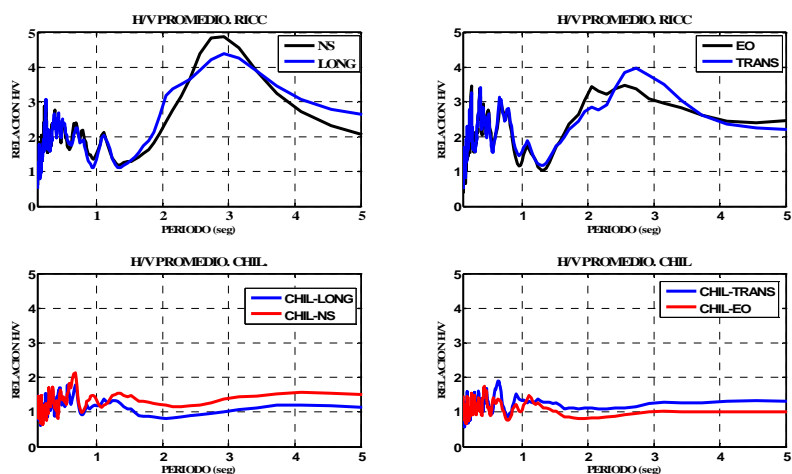


Figura 8.32. Comparación de los cocientes espectrales promedio de los sitios RICC y CHIL entre los H/V obtenidos sin girar y girando los registros.

Al usar la técnica que relaciona una estación ubicada en suelo entre otra estación ubicada en roca, o llamada función de transferencia empírica (FT o FTE), se procesaron los acelerogramas y se calcularon los espectros de Fourier de las componentes NS y EO, de los nueve eventos con las intensidad más altas, registrados simultáneamente en las estaciones RICC (suelo sedimentario) y CHIL (suelo firme), después de realizar el suavizado de las curvas, se calcularon los cocientes correspondientes. Además, se calculó la suma vectorial o resultante única (RU) de los espectros de amplitud de Fourier de la componente horizontal, como:

$$RU = \sqrt{\frac{(|F_{NS}(f)|^2 + |F_{EO}(f)|^2)}{2}} \quad (8.3)$$

Este criterio fue desarrollado por Huang (1983), quien propuso este parámetro como una medida para encontrar el espectro de amplitud horizontal máximo, que se supone es independiente de la dirección. En la figura 8.33 se presentan las curvas de los promedios de los cocientes, o funciones de transferencia (FT) entre las estaciones RICC/CHIL, donde se observa una significativa diferencia entre las ordenadas máximas que alcanza cada una de las componentes independientes NS y EO, siendo mucho menor la dirección NS. También se observa una pequeña diferencia en los valores de los máximos, en la dirección NS está entre 2.7 s, mientras que en EO está en alrededor de 2 s. En esta misma figura también se graficó el cociente de los promedios RU entre RICC y CHIL, que como puede observarse entre 1.0 y 3.0 s representa el promedio entre las componentes NS y EO, el valor máximo se localiza en 2.25 s.

Por otra parte, cuando se comparan los cocientes FT y los cocientes H/V en RICC en la misma figura 8.33, se concluye que, en cuanto a amplificaciones, los cocientes H/V alcanzan valores relativamente muy bajos, de no más de 5. Esto es entre 3 a 5 veces menores que las funciones de transferencia FT. Pero al comparar los valores de los periodos donde se concentran los máximos, éstos se presentan en intervalos muy cercanos en ambas técnicas, sobre todo en la componente NS, donde los valores están entre 2.7 y 2.8 s.

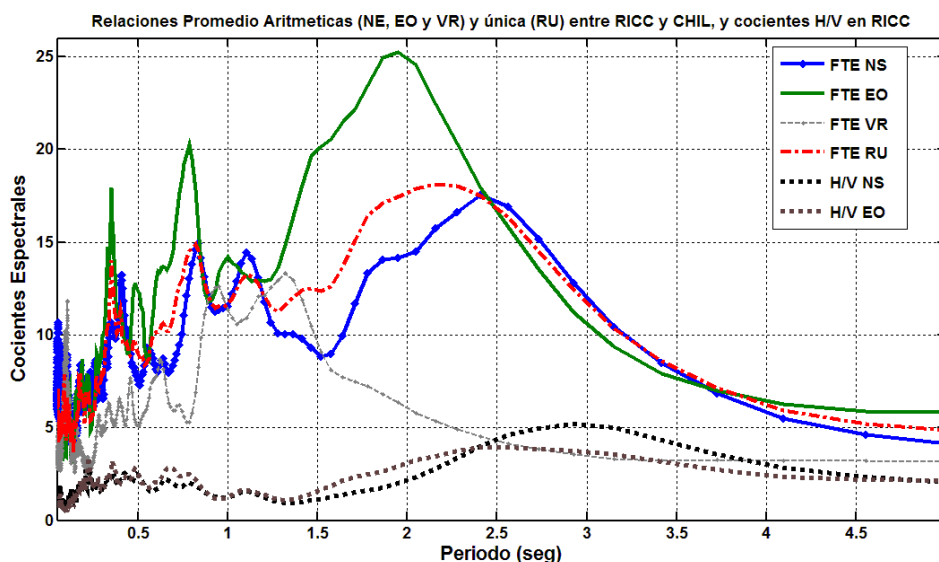


Figura 8.33. Promedio de las Funciones de Transferencia RICC/CHIL; y comparación con los Cocientes Espectrales Promedio H/V.

8.6. CONCLUSIONES

Después de haber aplicado varias técnicas para inferir los efectos de sitio en el valle de Chilpancingo, se llega a la conclusión de que estos son importantes, como parte de la valoración del peligro sísmico. Se logró caracterizar claramente el tipo de suelo sobre el sitio en que se ubican cada una de las estaciones utilizadas en este estudio. CHIL y RICC en suelo sedimentario, RICA en suelo y CHIL en roca (suelo firme), esto de acuerdo con los espectros de respuesta elástica observados en cada sitio.

Al usar la técnica H/V o HVSR, se observó que cuando se consideran las componentes de las direcciones principales de los registros, las curvas tienden a ser iguales en amplitud y periodo, sin embargo, al usar esta metodología, no se pueden alcanzar los niveles de amplificación observada entre

las estaciones RICC y CHIL, porque se obtienen valores entre 3 y 5 veces menores. Pero esta técnica sí puede proporcionar el periodo de los estratos de suelo.

De los cocientes espectrales obtenidos con la técnica de Nakamura, se observan periodos dominantes del suelo muy largos para ciertos sitios, aunque esto hace inferir que en estos sitios los depósitos de suelo sedimentarios son mayores o existen irregularidades importantes en los estratos profundos (interface de suelo sedimentario con la roca). En términos generales, se observó que los periodos que producen la mayor amplitud coinciden con los obtenidos con las otras técnicas.

Un resultado muy importante que muestra claramente la complejidad de la geología local y de la topografía en los efectos de sitio, es la gran diferencia observada entre las funciones de transferencia NS y EO, lo que demuestra que no es posible reproducir completamente con un modelo 1D los efectos de amplificación del valle de Chilpancingo. Por tanto, si se quieren estimar con precisión los efectos de amplificación es necesario recurrir a modelos 2D o 3D del valle y así tratar de explicar las diferencias significativas de las funciones de transferencia empíricas promedio horizontales observadas entre las estaciones RICC/CHIL. La componente EO amplifica más la respuesta del depósito de suelo que la componente NS.

El análisis de direccionalidad no indica una clara polaridad en el movimiento del suelo. Cuando se consideran las direcciones de PGA, no existe ninguna relación ni tampoco alguna tendencia, pero si se analizan las direcciones principales de Arias, que nos representan la direccionalidad de la energía se presentan ciertas tendencias sobre todo en CHIL y en RICC. Lo anterior, sugiere que pueden ser menores los efectos de amplificación debido a la topografía y más fuertes los efectos de la geología local principalmente debido a los estratos profundos.

CAPÍTULO 9. ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO

9.1. INTRODUCCIÓN

El análisis de peligro sísmico, implica la estimación cuantitativa de la sacudida del suelo sobre un sitio particular. El peligro sísmico puede ser analizado de manera determinista, cuando se supone un escenario sísmico particular o de manera probabilística, en el que se consideran explícitamente incertidumbres en el tamaño del sismo, localización y tiempo de ocurrencia (Kramer, 1996).

El objetivo del diseño sísmico resistente es producir una estructura o instalación, que puedan resistir un nivel de sacudida sin daño excesivo. El nivel de sacudida está descrito por el diseño del movimiento del suelo, que puede ser caracterizado por ciertos parámetros.

La determinación de parámetros de diseño del movimiento del terreno, es uno de los problemas más difíciles y más importantes en la ingeniería sísmica. Mucha de la dificultad en la especificación del diseño del movimiento del terreno resulta de la inevitable duda en decisiones subjetivas, aquellas que son hechas con información incompleta o incierta.

Un trabajo previo (Gómez-Bernal *et al.*, 1999), referente al peligro sísmico en el valle de Chilpancingo, donde se encontraron amplificaciones importantes en periodos largos (entre 1 y 2 s) y en 0.40 s, en la relación espectral RICC/CHIL. También, se identifican los principales escenarios de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo y se proponen espectros de respuesta para cada uno de los escenarios sísmicos a partir de las aceleraciones máximas del suelo y de la envolvente de espectros normalizados originados a poca distancia y de magnitudes mayores de 6.5.

En un estudio de microzonificación sísmica realizada por Gama García (1992), específicamente en lo referente a la identificación y clasificación de los diferentes tipos de terreno de la zona metropolitana, se distinguen claramente dos tipos de terreno, Tipo II (suelo sedimentario) que abarca principalmente las zonas con pendiente suave y moderada (la mayor parte del área urbana actual) y Tipo I (suelo firme) que comprende las zonas de pendiente fuerte, el cual se encuentra fuera de la Formación Chilpancingo.

El objetivo principal de este capítulo, es asignar y valorar el peligro sísmico para la zona urbana de la ciudad de Chilpancingo utilizando nueva información y acelerogramas sintéticos. Considerando los trabajos previos, los cuales sirven de antecedentes, que justifican y explican la amenaza sísmica para la Ciudad de Chilpancingo, debe reflejarse en una mejor propuesta de espectros de diseño para los dos tipos de terreno identificados en el valle de Chilpancingo, que coadyuven a mejorar el Reglamento de Construcciones vigente.

9.2 ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO DETERMINISTA

En los primeros años de la ingeniería sísmica geotécnica, fue común el análisis del peligro sísmico determinista. Un análisis de peligro sísmico determinista envuelve el desarrollo de un escenario sísmico particular sobre el cual se basa una evaluación del peligro del movimiento del terreno. El escenario consiste en la ocurrencia postulada de un sismo de un tamaño dado ocurriendo sobre una localización específica. Un análisis de peligro sísmico determinista puede ser descrito como un proceso de cuatro pasos, según Kramer Steven L. (1996), basado en Reiter (1990), que consiste de:

1. Identificación y caracterización de todas las fuentes sísmicas capaces de producir movimiento del terreno importante en el sitio. La caracterización de la fuente incluye información de la geometría de las fuentes (zona de la fuente) y potencial sísmico.
2. Selección del parámetro distancia de la fuente al sitio para cada zona de la fuente. En la mayoría de los análisis de peligro sísmico determinista, se selecciona la distancia más corta entre la zona de la fuente y el sitio de interés. La distancia puede ser expresada como una distancia epicentral ó distancia hipocentral, dependiendo de la medida de distancia de las relaciones predictivas usadas en el siguiente paso.
3. Selección del sismo de control (por ejemplo, el sismo que es esperado para producir el nivel más fuerte de sacudida), generalmente expresado en términos de algún parámetro del movimiento del terreno en el sitio. La selección es hecha comparando los niveles de sacudida producidos por sismos (identificados en el paso 1) asumidos para ocurrir sobre las distancias identificadas en el paso 2.
4. El peligro sobre el sitio se define de manera formal, usualmente en términos de los movimientos del terreno producido en el sitio por el sismo de control. Sus características se describen comúnmente por uno o más parámetros del movimiento del terreno obtenidas de relaciones predictivas (relaciones de atenuación). Aceleración pico, velocidad pico, y ordenadas del espectro de respuesta se usan con frecuencia para caracterizar el peligro sísmico.

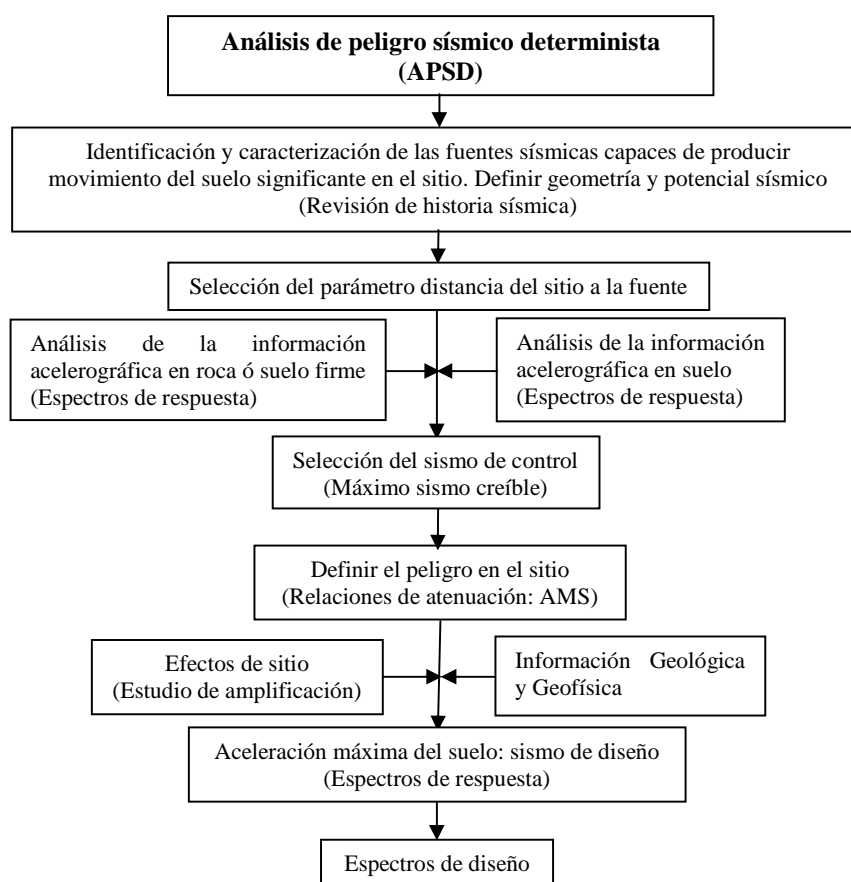


Figura 9.1. Diagrama de flujo para realizar un análisis determinista (escenarios del movimiento del suelo).

Tomando en consideración que hoy en día los códigos de construcción están más basados sobre un enfoque de peligro sísmico probabilista, el análisis determinista del peligro sísmico además de ser conservador juega un papel importante como resultado preliminar que justifique al enfoque probabilista del peligro sísmico. En la figura 9.1 el diagrama de flujo indica de manera más práctica y detallada el procedimiento a seguir en la evaluación determinista (escenario) del peligro sísmico en el sitio de interés.

9.3. ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO PROBABILISTA

Aunque en la práctica no se ha llegado a la unanimidad en la terminología, se entiende por peligrosidad sísmica como la probabilidad de que un parámetro elegido para medir el movimiento del suelo ya sea desplazamiento, velocidad, aceleración, magnitud, intensidad, etc., supere un nivel dado a lo largo del tiempo que se considera de interés. El anterior es un concepto básicamente sismológico y constituye junto con la evaluación de la vulnerabilidad la base del riesgo sísmico y sus aplicaciones en la microzonificación sísmica de centros urbanos, y en sí del diseño sismo-resistente. Por lo tanto, la consideración conjunta de la peligrosidad sísmica en el sitio, la vulnerabilidad de las construcciones y el valor económico de las mismas constituye el riesgo sísmico. Lo primero que se debe plantear es elegir el parámetro que debe evaluar la excitación del suelo, indudablemente el interés del ingeniero estructural se dirige a los parámetros que miden el daño producido por un sismo o que puede sufrir una estructura, por ello la intensidad y la aceleración máxima son los conceptos que más aceptación han recibido en los análisis de peligrosidad. Por lo tanto, el valor de la aceleración correspondiente a una probabilidad dada en el sitio o en la zona en estudio, será el dato fundamental para elaborar el espectro de diseño.

Los métodos probabilistas parten del conocimiento de la sismicidad pasada (histórica) para deducir las leyes estadísticas que regirán la actividad sísmica futura. Con ello se estima la probabilidad de que los distintos niveles de movimiento del suelo sean superados en un periodo de tiempo dado. En este caso, una vez determinadas las fuentes sísmicas, la actividad de cada una de ellas se expresa con una ley de recurrencia de la forma Gutenberg-Richter. Un procedimiento común es, al igual que en los métodos deterministas, una relación de atenuación adecuada que traslada la influencia de cada fuente al sitio de análisis y la peligrosidad se evalúa sumando la influencia de todas las fuentes sísmicas consideradas. Lo anterior proporciona una curva de probabilidad anual de superación (excedencia) de diferentes valores del parámetro elegido.

A diferencia de los métodos deterministas, que sólo indican la probabilidad del valor máximo, los métodos probabilistas proporcionan la probabilidad correspondiente a supuestos muy variados. De esta manera es posible elegir el valor que responde al tipo de estructura que se quiere diseñar. Esta ventaja, unida al hecho sismológicamente significativo de no basarse en un valor máximo sino en consideraciones estadísticas, cuya validez quedará limitada por la extensión y homogeneidad de la muestra de sismos, y su capacidad de incluir todos los eventos más importantes, ha motivado que los métodos probabilistas sean hoy mucho más empleados que los métodos deterministas. Por ello serán objeto de un análisis más extenso.

En los pasados 20 a 30 años el uso de los conceptos de probabilidad ha permitido involucrar incertidumbres en el tamaño, localización, y tasa de recurrencia de sismos y en la variación de las características del movimiento del terreno con el tamaño y localización del sismo para ser explícitamente considerados en la evaluación del peligro sísmico. El análisis probabilista de peligro sísmico proporciona un marco de trabajo en que las incertidumbres pueden ser identificadas, cuantificadas, y combinadas de una manera racional para suministrar un cuadro más completo del peligro sísmico. El entendimiento de los conceptos y mecánica del análisis de peligro sísmico

probabilista necesita que se tenga familiaridad con la terminología y conceptos básicos de la teoría de probabilidad. La metodología del análisis de peligro sísmico probabilista que se describe a continuación está de acuerdo con los métodos bien establecidos desarrollados por Cornell (1968), y Algermissen *et al.*, (1982).

El análisis de peligro sísmico probabilista puede también ser descrito como un procedimiento de cuatro pasos según Kramer Steven L. (1996), basado en Reiter (1990), cada uno de los cuales soporta algún grado de similaridad con los pasos del procedimiento del análisis de peligro sísmico determinista.

1. El primer paso, identificación y caracterización de las fuentes sísmicas, es idéntico al primer paso del análisis de peligro sísmico determinista, excepto en que debe ser también caracterizada la distribución de probabilidades de la localización del potencial de ruptura dentro de la fuente. En la mayoría de los casos, se asignan distribuciones de probabilidad uniforme para cada zona de la fuente, implicando que los sismos son igualmente probables de ocurrir sobre cualquier punto dentro de la zona de la fuente. Estas distribuciones se combinan con la geometría de la fuente para obtener la distribución de probabilidad de la distancia de la fuente al sitio correspondiente. El análisis de peligro sísmico determinista, de otra manera, implícitamente asume que la probabilidad de ocurrencia es igual a uno en los puntos en cada zona de la fuente más cercano al sitio, y cero en otro lugar.
2. Como la sismicidad o distribución temporal de la recurrencia de los sismos debe ser caracterizada, se usa una relación de recurrencia, que especifica la tasa promedio sobre la cual un sismo de algún tamaño será excedido, para caracterizar la sismicidad de cada zona de la fuente. Las relaciones de recurrencia pueden alojar el tamaño máximo del sismo, pero no una consideración límite para ese sismo, como el análisis de peligro sísmico determinista frecuentemente hace.
3. El movimiento del terreno producido en el sitio por sismos de cualquier posible tamaño que ocurran en cualquier posible punto en cada zona de la fuente debe ser determinado con el uso de relaciones predictivas. Las incertidumbres inherentes a las relaciones predictivas se incluyen en un análisis de peligro sísmico probabilista.
4. Finalmente, las incertidumbres en la localización del sismo, tamaño del sismo, y parámetros predictivos del movimiento del terreno se combinan para obtener la probabilidad de que el parámetro del movimiento del terreno será excedido durante un periodo de tiempo particular.

El desarrollo apropiado de un análisis de peligro sísmico probabilista requiere atención cuidadosa en los problemas de caracterización de la fuente y parámetros predictivos del movimiento del terreno y en la mecánica del cálculo de probabilidades. En la figura 9.2 se presenta un diagrama de flujo de los pasos a seguir en la determinación del análisis de peligro sísmico probabilista para un sitio.

Un análisis probabilista de peligro sísmico toma en cuenta un intervalo completo del movimiento del suelo de magnitudes de sismos que pueden ocurrir en cada falla o fuente sísmica que pueden afectar el sitio. La aproximación probabilista de la caracterización del peligro sísmico es muy compatible con las tendencias actuales en ingeniería sísmica y desarrollo de códigos de construcción, que está ligado al concepto de diseño basado en el desempeño. El diseño basado en el desempeño, requiere de una predicción explícita del desempeño de las estructuras, para cada uno de los niveles postulados del movimiento del suelo, correspondiendo a una serie de objetivos de desempeño.

El objetivo de desempeño, consiste en el funcionamiento continuo de los edificios, durante movimientos del suelo frecuentes y relativamente pequeños. Garantizar la seguridad de vida para daño

severo, durante movimientos del suelo menos frecuentes, es decir, se acepta un cierto nivel de daño estructural. No colapso para daño muy severo, en el caso de movimientos del suelo no frecuentes.

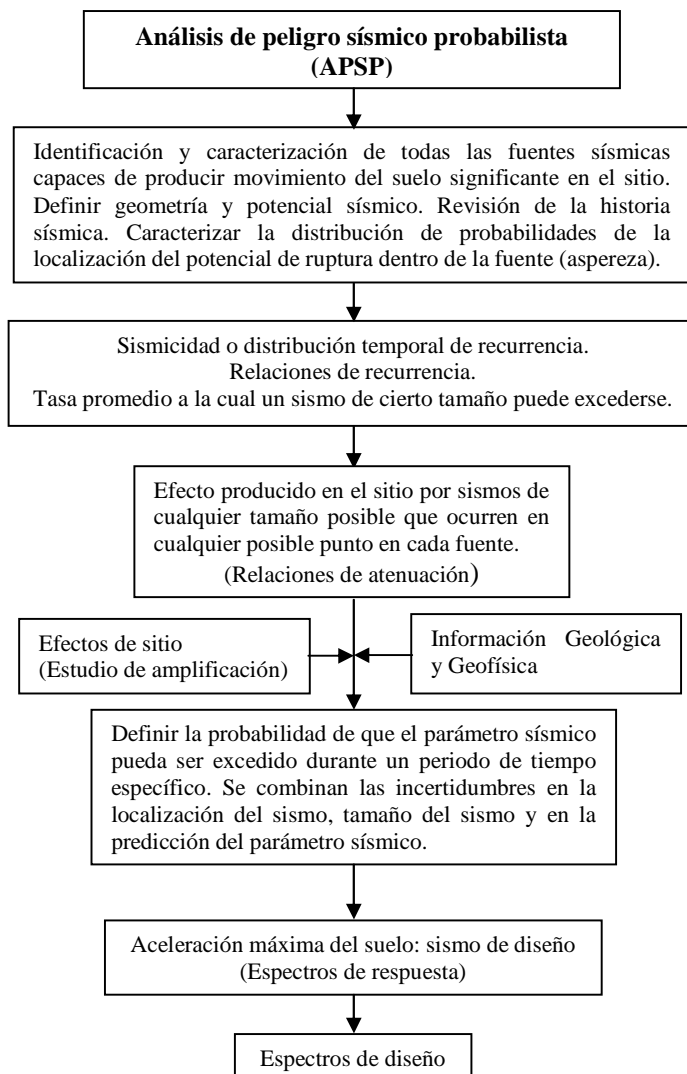


Figura 9.2. Diagrama de flujo para realizar un análisis de peligro sísmico probabilista.

9.4. PELIGRO SÍSMICO DETERMINISTA

Considerando todas las particularidades comentadas anteriormente, se realiza un análisis determinista del peligro sísmico para la Ciudad de Chilpancingo, considerando las diferentes fuentes sísmicas de subducción y profundas identificadas y valoradas, para suelo firme (roca) y suelo sedimentario.

9.4.1. Aceleración máxima del suelo

La necesidad de predecir el movimiento del terreno en la ciudad de Chilpancingo, producido por temblores en la costa del Pacífico, se ha hecho cada vez más importante. Sin embargo, considerando

las condiciones del sitio peculiares en las que se encuentra Chilpancingo y la escasez de datos de movimientos fuertes, ha conducido a la búsqueda de relaciones de atenuación que reflejen la mejor predicción de los movimientos del terreno. En el capítulo 6 se determinaron relaciones de atenuación para suelo sedimentario y firme (roca), para lo cual se contó con una base de datos de 29 registros en suelo sedimentario (RICC y CHI1) de sismos de subducción (21) y profundos (8) con $5.0 \leq M_w \leq 8.0$ y $47 \leq R \leq 650$ km y 19 registros en suelo firme (CHIL y PTQL) de sismos de subducción (11) y profundos (8) con $4.5 \leq M_w \leq 7.4$ y $40 \leq R \leq 345$ km.

Los rangos de magnitud y distancia cubren adecuadamente los futuros temblores críticos y característicos a lo largo de la zona de subducción del Pacífico Mexicano comprendido en el Estado de Guerrero. Además, se cubren los dos tipos de terreno característicos del valle de Chilpancingo, tipo I y II, no habiendo necesidad de utilizar factores de amplificación.

En la tabla 9.1, se presentan los posibles escenarios de las diferentes fuentes sísmicas identificadas (Zúñiga 1993; Nishenko y Singh, 1987; Ortiz *et al.*, 2000), que pueden producir movimientos fuertes del terreno importantes en la ciudad de Chilpancingo, con el propósito de realizar un análisis determinista (escenarios del movimiento del suelo). Los periodos de retorno se determinaron de acuerdo a la sismicidad histórica de las fuentes (Nishenko y Singh, 1987; Zúñiga y Wyss, 2001), el momento sísmico, M_0 , con la relación empírica de Astiz y Kanamori (1984) de la ecuación (9.1) y la magnitud de momento sísmico, M_w , con la ecuación (9.2) propuesta por Kanamori (1977).

$$\log T_r = (1/3)\log (M_0) - 7.5 \quad (9.1)$$

$$M_w = (1/1.5)\log(M_0) - 10.73 \quad (9.2)$$

Tabla 9.1. Características de las fuentes sísmicas identificadas y valoradas

| No. | Fuente sísmica | Ubicación | Periodo de retorno T (años) | M_0 (10^{27}) (dinas-cm) | Magnitud (M_w) |
|-----|----------------|---------------------|--------------------------------|-----------------------------------|-----------------------|
| 1 | OM | 98° a 99° O | 38.5 | 1.8046 | 7.5 |
| 2 | ASM | 99° a 100° O | 50.0 | 3.9528 | 7.7 |
| 3 | GC | 100° a 101.2° O | 97.0 | 28.861 | 8.2 |
| 4 | PE | 101° a 101.8° O | 36.0 | 1.4754 | 7.4 |
| 5 | MI | 101.5° a 103° O | 79.4 | 15.849 | 8.1 |
| 6 | I | Placa Continental | - | - | 7.1 |
| 7 | L | Cercanos (cortical) | - | - | 7.0 |

En la figura 9.3 se presenta la ubicación de las fuentes sísmicas identificadas y valoradas indicadas en la tabla 9.1, que generan el mayor peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, las cinco primeras son de subducción, por lo tanto generan sismos de mecanismo inverso (sismos costeros) y de hipocentro superficial (menor o igual a 40 km de profundidad). La fuente local (**L**) se asocia a sismos cercanos, con epicentros en un radio máximo de 50 km con respecto a Chilpancingo, pero sin restricción en la profundidad del hipocentro (superficiales y profundos), de los cuales no se tiene mucha información. El área encerrada por el círculo menor con radio igual o menor de 50 km con respecto a Chilpancingo indica los sismos de la fuente local (**L**) con hipocentro superficial y los sismos de la fuente intraplaca (**I**), todos los epicentros que caen fuera del círculo menor, pero no mayor a un radio igual o menor a 300 km de distancia con respecto a Chilpancingo, con hipocentro mayor de 40 km de profundidad (círculo mayor).



Figura 9.3. Ubicación de las fuentes sísmicas que generan peligro para la ciudad de Chilpancingo.

9.4.2. Modelo de atenuación para la aceleración máxima del suelo

Las relaciones de atenuación usadas en este estudio involucran la magnitud de momento, M_w , la distancia hipocentral y la aceleración horizontal máxima absoluta. No fue necesario incluir el efecto de las condiciones locales, debido a que se generó por separado bases de datos de sismos observados en suelo sedimentario (RICC y CHI1) y para suelo firme (CHIL y PTQL). Se consideró importante clasificar los sismos de acuerdo a su mecanismo focal, es decir, una base de datos para subducción y otra para profundos. El funcional propuesto para el análisis de peligro sísmico determinista fue seleccionado de los probados en el capítulo 6, ecuación (6.4), debido a que no considera efecto de sitio y además proporciona la aceleración máxima esperada en el sitio más adecuada, la cual corresponde al modelo de la ecuación (9.3). El término S_1 corresponde a un sismo interplaca (subducción) y el S_2 a un sismo intraplaca (profundo).

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2 M_w + C_3 \ln(R) + C_4 S_1 + C_5 S_2 \quad (9.3)$$

Con el funcional de la ecuación (9.4), para sismos de subducción, se obtuvieron las relaciones de atenuación para suelo sedimentario, que se presentan en la figura 9.4, donde se observa la variación de la aceleración horizontal máxima (PGA_H) con la distancia (hipocentral), para magnitudes de 7.4, 7.5, 7.7, 8.1 y 8.2, que se pueden generar en las fuentes sísmicas de subducción identificadas, las cuales pueden producir importante movimiento fuerte del terreno, en todos los casos se consideró el hipocentro a 25 km de profundidad.

$$\ln(PGA)_H = -1.5564 + 1.4447 M_w - 1.7998 \ln(R) - 2.2156 \quad (9.4)$$

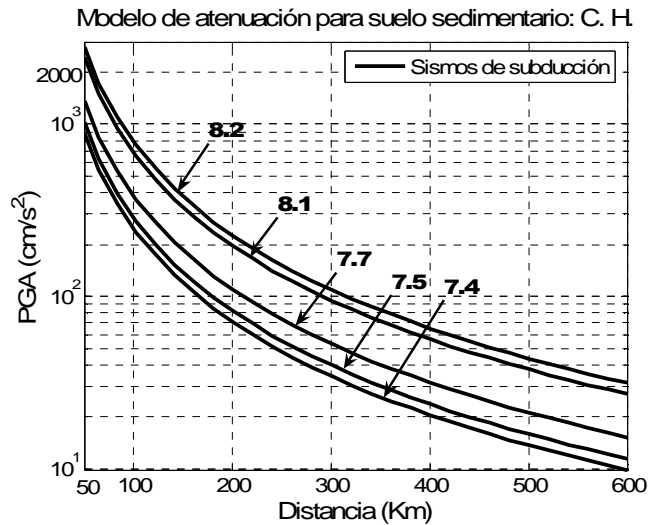


Figura 9.4. Variación de la aceleración horizontal máxima con la distancia en suelo sedimentario de Chilpancingo, para diferentes magnitudes, para sismos de subducción.

Con el funcional de la ecuación (9.5), para sismos profundos, se obtuvieron las relaciones de atenuación para suelo sedimentario, las cuales se presentan en la figura 9.5, donde se observa la variación de la aceleración horizontal máxima (PGA_H) con la distancia (hipocentral), para magnitudes de 7.0 y 7.1, que se pueden generar en las fuentes sísmicas profundas identificadas, en los dos casos se consideró el inicio de la ruptura a 50 km de profundidad.

$$\ln(PGA)_H = -1.5564 + 1.4447M_w - 1.7998\ln(R) - 1.1417 \quad (9.5)$$

Afortunadamente, los sismos profundos que se han presentado al Sur de México son de menor magnitud, comparados con los de subducción, además la actividad sísmica superficial (subducción) es mayor que la profunda, de acuerdo a la historia sísmica de nuestro país.

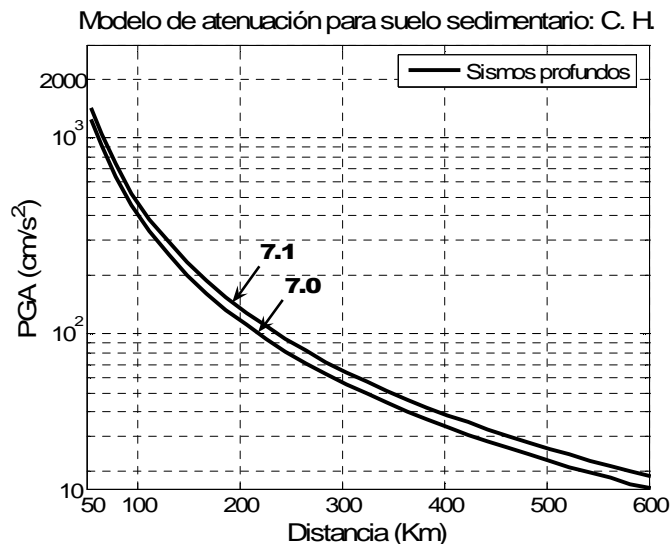


Figura 9.5. Variación de la aceleración máxima horizontal con la distancia en suelo sedimentario de Chilpancingo, para magnitudes de 7.0 y 7.1, para sismos profundos.

Se observa de la tabla 9.2 que el mayor peligro sísmico lo generan los sismos de subducción, específicamente los sismos costeros de mecanismo inverso, considerando el inicio de la ruptura a 25 km de profundidad, y generado en Guerrero Central (GC); enseguida la fuente sísmica Local (L), considerando un inicio de la ruptura a 50 km de profundidad, como el sismo del 16 de enero de 1902, lo cierto es que en este caso existe incertidumbre en su magnitud, localización y mecanismo focal. De acuerdo a lo anterior, toma mayor peso el escenario sísmico del gap de Guerrero, específicamente Guerrero Central (GC). Por lo tanto, el peligro podría ser tomado, como el que resulta de un sismo de magnitud de momento sísmico de $M_w=8.2$, ocurriendo a una distancia hipocentral de 90 km de la ciudad de Chilpancingo. Este evento sísmico podría producir una aceleración máxima (pico) de 957.53 cm/s^2 ó 0.98 g. La distancia R de la tabla 9.2, es del sitio al hipocentro donde se supone que inicia la ruptura de la falla.

Tabla 9.2. Aceleración máxima absoluta horizontal en suelo sedimentario en la ciudad de Chilpancingo

| No. | Fuente sísmica | Magnitud (M_w) | Distancia R (km) | Suelo sedimentario PGA_H (cm/s^2) |
|-----|----------------|--------------------|------------------|--|
| 1 | OM | 7.5 | 140 | 157.25 |
| 2 | ASM | 7.7 | 90 | 464.98 |
| 3 | GC | 8.2 | 90 | 957.53 |
| 4 | PE | 7.4 | 165 | 101.26 |
| 5 | MI | 8.1 | 220 | 165.87 |
| 6 | I | 7.1 | 180 | 164.28 |
| 7 | L | 7.0 | 70 | 778.16 |

Lo más recomendable hubiera sido determinar una relación de atenuación para cada fuente sísmica, pero debido a la escasez de registros sísmicos, esto no es posible, quizás en un futuro cercano se pueda hacer, si se mantienen e incrementan las redes de instrumentación sísmica. A continuación, se calculan las relaciones de atenuación para suelo firme (roca), considerando las mismas fuentes sísmicas y el mismo funcional utilizado para predecir la aceleración máxima del terreno en suelo sedimentario, es decir, el modelo dado por la ecuación (9.3). Con el funcional de la ecuación (9.6), se obtuvo la relación de atenuación en suelo firme, para sismos de subducción, la cual se presenta en la figura 9.6, donde se observa la variación de la aceleración horizontal máxima (PGA_H) con la distancia (hipocentral), para magnitudes de 8.2, 8.1, 7.7, 7.5 y 7.4, las cuales se pueden generar en las diferentes fuentes sísmicas identificadas y valoradas. Se consideró el inicio de la ruptura a 25 km de profundidad.

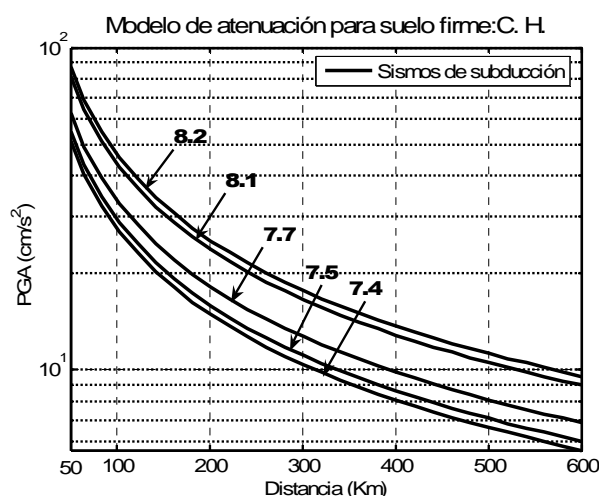


Figura 9.6. Variación de la aceleración horizontal máxima con la distancia para suelo firme en Chilpancingo.

$$\ln (PGA)_h = -1.9047 + 0.6618M_w - 0.8861\ln(R) - 2.4832 \quad (9.6)$$

Con el funcional de la ecuación (9.7), se obtuvieron las relaciones de atenuación en suelo firme, para sismos profundos, las cuales se presentan en la figura 9.7, donde se observa la variación de la aceleración horizontal máxima (PGA_H) con la distancia, para magnitudes de 7.0 y 7.1, las cuales se pueden generar en las fuentes sísmicas profundas. Se consideró el inicio de la ruptura a 50 km de profundidad.

$$\ln (PGA)_h = -1.9047 + 0.6618M_w - 0.8861\ln(R) - 2.0865 \quad (9.7)$$

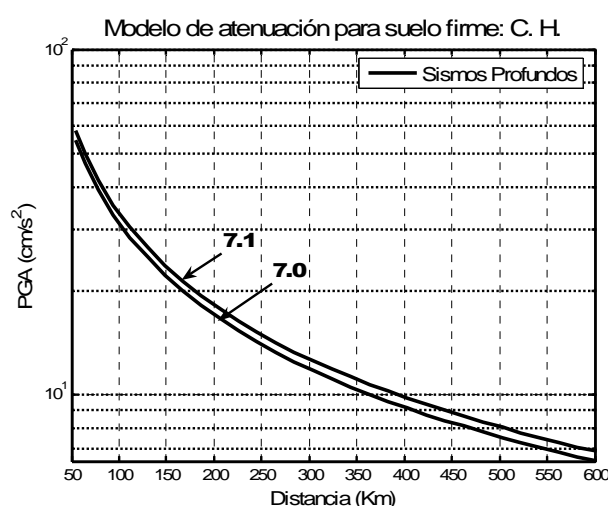


Figura 9.7. Variación de la aceleración horizontal máxima con la distancia para suelo firme en Chilpancingo, para magnitudes de 7.0 y 7.1, para sismos profundos.

De la tabla 9.3 se observa que el mayor peligro sísmico lo generan los sismos de subducción, específicamente los sismos costeros de mecanismo inverso, considerando el inicio de la ruptura a 25 km de profundidad, y generado en Guerrero Central (GC), el segundo peor escenario lo produce la fuente sísmica Local (L), considerando un inicio de la ruptura a 50 km de profundidad, como el sismo del 16 de enero de 1902, lo cierto es que en este caso existe incertidumbre en su magnitud, localización y mecanismo focal. De acuerdo a lo anterior, toma mayor peso el escenario sísmico del gap de Guerrero, específicamente Guerrero Central (GC). Por lo tanto, el peligro podría ser tomado, como el que resulta de un sismo de magnitud de momento sísmico de $M_w=8.2$, que ocurra a una distancia hipocentral de 90 km de la ciudad de Chilpancingo. Este evento sísmico podría producir una aceleración máxima (pico) de 51.43 cm/s^2 ó 0.05 g . La distancia R de la tabla 9.3, es del sitio al hipocentro donde se supone que inicia la ruptura de la falla.

Tabla 9.3. Aceleración máxima absoluta horizontal en suelo firme en la ciudad de Chilpancingo

| No. | Fuente sísmica | Magnitud (Mw) | Distancia R (km) | Suelo firme PGA (cm/s²) |
|-----|----------------|---------------|------------------|-------------------------|
| 1 | OM | 7.5 | 140 | 21.87 |
| 2 | ASM | 7.7 | 90 | 36.94 |
| 3 | GC | 8.2 | 90 | 51.43 |
| 4 | PE | 7.4 | 165 | 17.70 |
| 5 | MI | 8.1 | 220 | 21.80 |
| 6 | I | 7.1 | 180 | 19.97 |
| 7 | L | 7.0 | 60 | 43.18 |

Es válido en este caso el comentario de que lo más recomendable hubiera sido considerar una relación de atenuación para cada fuente sísmica, lo cual no es posible debido a lo escaso de los registros sísmicos. Los modelos de atenuación para terreno firme están determinados con una base de datos que incluye sismos hasta de magnitud $M_w=7.4$, por lo tanto existen incertidumbres en la predicción para sismos más grandes. Con esto se cubren, todas las posibles fuentes sísmicas que pueden producir movimiento fuerte del terreno en la ciudad de Chilpancingo, para los terrenos tipo I y II, identificados y valorados en estudios previos.

9.5. PELIGRO SÍSMICO NEO-DETERMINISTA

La evaluación del peligro sísmico, basada en el Análisis de Peligro Sísmico Probabilista (APSP) tradicional se apoya en los análisis probabilistas de catálogos sísmicos y de movimiento del terreno, observaciones macrosísmicas y registros instrumentales. Recientemente, los análisis de peligro sísmico probabilista han mostrado cierta limitación para proporcionar una estimación del peligro sísmico confiable, posiblemente debido a la información insuficiente acerca de la sismicidad histórica, la cual puede introducir errores relevantes en el enfoque puramente estadístico, principalmente basada en la historia sísmica. Las mayores incertidumbres y fuentes de errores del Análisis de Peligro Sísmico Probabilista han sido recientemente analizados por Klügel *et al.* (2006; 2007a y 2007b). El error estándar de las ecuaciones de atenuación empíricas (ó la diferencia entre observación y cálculo de un modelo físico predictivo) es una de las principales fuentes de error en el Análisis de Peligro Sísmico Probabilista tradicional, donde es interpretado como incertidumbre aleatoria y no entendido como un cálculo de la variabilidad total del proceso estocástico de la ecuación de atenuación (limitado por nuestro conocimiento).

Tabla 9.4. Resumen comparativo de los procedimientos de evaluación del peligro sísmico, APSP, APSD y APSND (Tomada de Panza *et al.*, 2008)

| Descripción del procedimiento | APSP | APSD | APSND |
|-------------------------------|---|--|--|
| Paso 1 | Fuentes sísmicas Identificación de zonas sismogénicas y fallas activas: Epicentros: Geometría y mecanismo focal: | | |
| Paso 2 | Tasa de recurrencia puede ser representada por una relación lineal solamente si el tamaño del área de estudio es grande con respecto a las dimensiones lineales de las fuentes. | Magnitud fija. Distancia fija. Selección del sismo de control. | -Escenarios sísmicos- Magnitudes fijas, distancias y propiedades específicas de la fuente sísmica. Selección del sismo de Control. |
| Paso 3 | -Relaciones de atenuación- Ellas representan la dependencia funcional de la aceleración espectral aleatoria sobre las variables aleatorias, magnitud, distancia y error de medición y por lo tanto son fuente de error sistemático en la evaluación del peligro sísmico. | | Movimientos sintéticos del terreno. No necesita de relaciones de atenuación |
| Paso 4 | Evaluación del peligro sísmico en términos de Probabilidades de excedencia de una medida del movimiento del terreno dada. | Valoración del peligro sísmico en términos de la medida fija del movimiento del terreno. | Evaluación del peligro sísmico con envolventes de PGA u otra medida del movimiento del terreno. |

En vista de los datos sismológicos limitados, parece más apropiado recurrir a un escenario basado en un enfoque determinista (Panza *et al.*, 2008). La principal ventaja del procedimiento Neo-Determinista (Panza *et al.*, 2008) es el tratamiento simultáneo de la contribución de la fuente sísmica y la propagación de la onda sísmica para el movimiento fuerte objetivo sobre la región/sitio, utilizando los principios físicos básicos.

Un breve análisis comparativo del enfoque de peligro sísmico tradicionalmente usado, probabilista (APSP) y determinista (APSD), y la evaluación del Peligro Sísmico Neo-Determinista (APSND) se presentan en la tabla 9.4 (Panza *et al.*, 2008). El procedimiento de la evaluación del Peligro Sísmico Neo-Determinista presenta ventajas comparado con el procedimiento Probabilista, debido a que el enfoque Neo-Determinista debe considerar escenarios sísmicos realistas y altamente cuantitativos sobre niveles locales y regionales en la evaluación del peligro sísmico.

9.5.1. Ley de recurrencia

La ley de Gutenberg-Richter fue desarrollada a partir de una serie de datos regionales que incluyeron muchas fuentes sísmicas diferentes. Los análisis de peligro sísmico probabilista son conducidos usualmente para sitios específicos, más que para grandes regiones, donde la generación de sismos característicos de fallas individuales es importante. En años recientes la capacidad de la ley de Gutenberg-Richter para representar el comportamiento de una sola fuente ha sido cuestionada (Schwartz y Coppersmith, 1984; Schwartz, 1988). Por medio del registro de sismos característicos, sus tasas históricas de recurrencia pueden ser estimadas. Evidencias geológicas indican que el sismo característico ocurre más frecuentemente que la implícita por extrapolación de la ley Gutenberg-Richter de altas tasas de excedencia (baja magnitud) a bajas tasas de excedencia (alta magnitud). El resultado es una ley de recurrencia más compleja que es gobernada por datos de sismicidad a bajas magnitudes y datos geológicos sobre altas magnitudes, como se muestra en la figura 9.8.

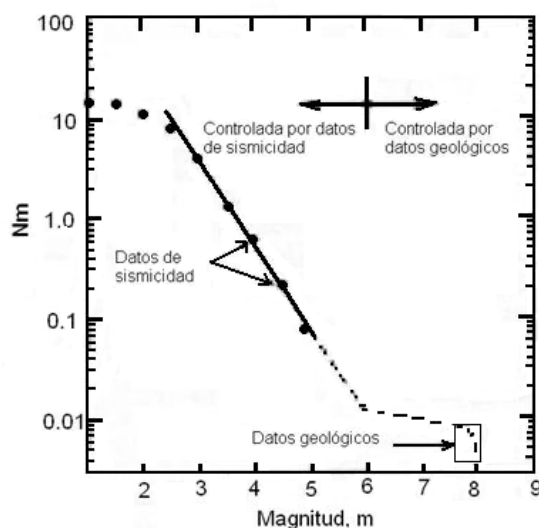


Figura 9.8. Inconsistencia de la tasa media anual de excedencia determinada de datos de sismicidad y de datos geológicos. (Tomada de Kramer, 1996).

Youngs y Coppersmith (1985) desarrollaron una función generalizada de densidad magnitud-frecuencia que combinó una distribución exponencial de la magnitud sobre las magnitudes más bajas

con una distribución uniforme en la vecindad del sismo característico. Otras leyes de recurrencia han sido propuestas, (Merz y Cornell, 1973a) usando una expresión cuadrática para describir la tasa media anual sobre la cual sismos de magnitud más grande que m_0 y menor que $m_{\text{máx}}$ son excedidos. Shah *et al.* (1975) usaron una ley de recurrencia bilineal en una evaluación del riesgo sísmico para Nicaragua. En otro enfoque, la ley de Gutenberg-Richter fue modificada sobre las bases del momento sísmico y deslizamiento de la falla (Lomnitz-Adler y Lomnitz, 1979). De los criterios anteriores, por su sencillez y claridad, la ley de recurrencia que mejor funciona es la de Youngs y Coppersmith (1985). El análisis de la sismicidad regional puede también ser descrito como un procedimiento de cuatro pasos, como a continuación se describe:

1. Determinar todas las posibles fuentes sísmicas que puedan generar peligro sísmico para el sitio (Chilpancingo). Las fuentes de terremotos deben de tener características sísmicas y tectónicas homogéneas.
2. Se deben obtener los catálogos sísmicos de cada una de las fuentes con el fin de deducir las leyes estadísticas que regirán la actividad sísmica futura.
3. Determinar la relación de recurrencia para cada una de las fuentes sísmicas. El sismo mínimo puede ser determinado con el criterio de la mínima magnitud que puede producir daño a las construcciones en el sitio (Chilpancingo).
4. Finalmente, determinar el sismo característico ó máximo. La elección del terremoto máximo es más complicado, no solo interesa el máximo sino también su probabilidad de ocurrencia. Por ello, la consideración del máximo terremoto histórico conocido como el valor mínimo para el límite superior, debe ser realizada a la luz de la experiencia.

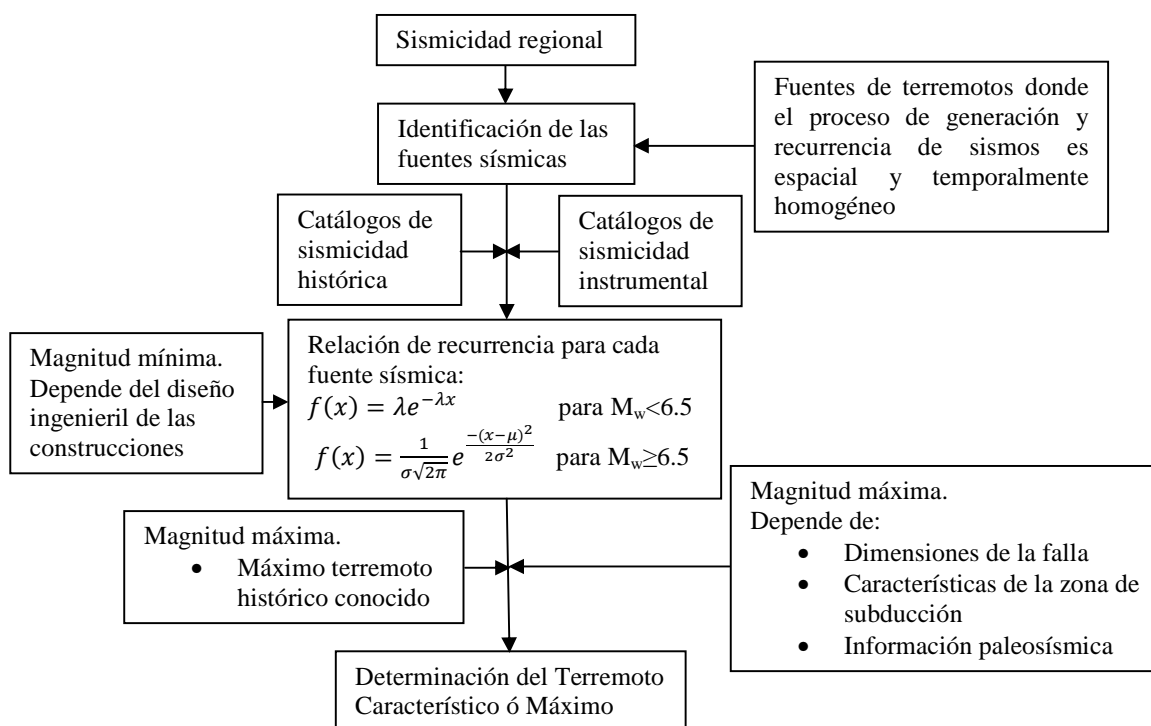


Figura 9.9. Diagrama de flujo para evaluar la sismicidad de la fuente sísmica.

Por otro lado, la prolongación de la línea de ajuste de la ley de recurrencia informaría sobre el sismo máximo que se puede esperar en la zona de estudio. Sin embargo, como se ha comentado, en la práctica este sismo máximo se estima a partir de las dimensiones de la falla, de características de la zona de subducción, de información paleosísmica, etc. Aunque existen excepciones (Reiter, 1990), muchas veces se elige como valor mínimo para este límite, el máximo terremoto histórico conocido. En la figura 9.9, con un diagrama de flujo se describe la manera en que puede evaluarse la sismicidad regional.

9.5.2. Método de las funciones de Green empíricas

Con el propósito de desarrollar la metodología presentada en este trabajo, es necesario plantear y comprender el método de las funciones de Green empíricas. A continuación se describe de manera general el procedimiento, incluyendo el modelo de sismicidad usado, así como sus características más importantes. Éste método ha sido usado con frecuencia para simular exitosamente los registros de velocidad y aceleración en zonas cercanas a la fuente sísmica (Kamae e Irikura, 1998; Matsushima y Kawase, 2000; Miyake *et al.*, 2003; Asano *et al.*, 2005; Suzuki *et al.*, 2005; Asano y Iwata, 2006). Está basado en la superposición de registros de eventos pequeños considerados como una función de Green empírica y fue propuesto por Irikura (1986). La superposición de los subeventos sobre el área de la falla del sismo objetivo se hace de tal forma que cubran las áreas que corresponden a las asperezas. Éstas equivalen a las áreas de generación de movimientos fuertes de donde se irradia casi el total de la energía observada en campo cercano. El método de las funciones de Green empíricas simula registros acelerométricos a través del modelado de fuentes sísmicas finitas, utilizando el registro de un sismo pequeño (función de Green) para simular el sismo principal (objetivo). Utilizando el método sintético para el modelo espectral ω^2 propuesto por Aki (1967), se obtiene el número de subeventos necesarios N^3 a partir de la relación entre los momentos sísmicos del sismo principal que será simulado y el sismo pequeño que se usa como función de Green. N^3 es el número de subfallas en dirección del rumbo (N_x), del echado (N_w) y del tiempo (N_t):

$$N^3 = N_x N_w N_t \quad (9.8)$$

Se debe entonces encontrar el parámetro N que sirve para estimar el área de la falla del sismo principal ya que se divide en $N \times N$ subfallas, el cual se obtiene de la siguiente manera:

$$\frac{\bar{U}_0}{\bar{u}_0} = \frac{M_0}{m_0} = N^3 \quad (9.9)$$

donde \bar{U}_0 y \bar{u}_0 corresponden al nivel plano de los espectros de Fourier de los registros de desplazamiento del sismo principal y del sismo pequeño, respectivamente, de igual manera M_0 y m_0 son los momentos sísmicos del movimiento principal y del sismo pequeño, respectivamente. La relación para las frecuencias altas está dada por:

$$\frac{\bar{A}_0}{\bar{a}_0} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{\frac{1}{3}} = N \quad (9.10)$$

donde \bar{A}_0 y \bar{a}_0 corresponden al nivel plano de los espectros de Fourier de los registros de aceleración del sismo principal y del sismo pequeño para frecuencias mayores a f_c y menores a f_{\max} . Entonces el movimiento sintético del sismo principal $A(t)$, estará dado por el movimiento observado del sismo pequeño $a(t)$, con base en las siguientes ecuaciones (Irikura, 1986).

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N_X} \sum_{j=1}^{N_W} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t - t_{ij}) a(t) \quad (9.11)$$

$$F_{ij}(t - t_{ij}) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{K=1}^{(N-1)n'} \delta \left[t - t_{ij} - \frac{(K-1)\tau}{(N-1)n'} \right] \quad (9.12)$$

$$t_{ij} = \frac{\zeta}{v_r} + \frac{(r_{ij} - r_0)}{\beta} \quad (9.13)$$

donde n' es un entero apropiado para eliminar periodicidad espuria, r_0 es la distancia de la estación al punto donde inicia la ruptura, r es la distancia de la estación al hipocentro del sismo pequeño, r_{ij} es la distancia de la estación al elemento (i, j) del área de generación del movimiento fuerte, t_{ij} es el tiempo de retraso para la ruptura del punto de salida del elemento (i, j) al sitio observado, τ es el tiempo de ascenso (rise time), F_{ij} es una función filtro para ajustar la diferencia entre el tiempo de dislocación del sismo principal y del sismo pequeño. Para usar el movimiento del sismo pequeño con caída de esfuerzos diferente a la del sismo principal, se modifica la función de Green empírica, introduciendo un valor constante que sirve para corregir la diferencia entre la caída de esfuerzos del sismo principal y del sismo pequeño, tal que:

$$C = \frac{\Delta\sigma_{SP}}{\Delta\sigma_R} \quad (9.14)$$

donde $\Delta\sigma_{SP}$ es la caída de esfuerzos del sismo principal y $\Delta\sigma_R$ es la caída de esfuerzos del sismo pequeño. El nivel espectral es afectado por el mismo factor de la ecuación anterior, por lo que queda de la siguiente manera:

$$\frac{\bar{u}_0}{\bar{u}_0} = C N'^3 \quad (9.15)$$

$$\frac{\bar{A}_0}{\bar{a}_0} = C N' \quad (9.16)$$

La ecuación (9.11) se modifica reemplazando $a(t)$ con $Ca(t)$ y N con N' como sigue (Aguirre *et al.*, 1994):

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N'_X} \sum_{j=1}^{N'_W} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t - t_{ij}) Ca(t) \quad (9.17)$$

$$F_{ij}(t - t_{ij}) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{K=1}^{(N'-1)n'} \delta \left[t - t_{ij} - \frac{(K-1)\tau}{(N'-1)n'} \right] \quad (9.18)$$

En la figura 9.10, se presenta en forma esquemática el modelo de fuente finita aplicando el concepto del método de las funciones de Green empíricas. Se indica el sismo pequeño usado como función de Green (semilla) y la aspereza utilizada para generar los sismos sintéticos, así como las características físicas y geométricas. A distancias cercanas a la fuente sísmica, la influencia de las dimensiones de la falla (conocida como “falla finita”) es importante. Las características de la fuente sísmica como son el mecanismo focal, la directividad, la velocidad de ruptura, la profundidad, la irregular distribución de los desplazamientos sobre el plano de falla, las asperezas y su localización, son importantes para un adecuado modelado de la fuente sísmica. Todos estos factores desde el punto de vista sismológico, influyen crucialmente para generar los patrones irregulares de velocidades y aceleraciones observados en sitios cercanos a las fallas sísmicas que generaron el movimiento sísmico. En el método de las funciones de Green empíricas, se involucran implícitamente incertidumbres epistémicas como la relación entre caída de esfuerzos, en el modelo de fuente, en la localización de las asperezas,

localización del inicio de la ruptura de la falla, tipo de propagación de la ruptura y velocidad de la ruptura.

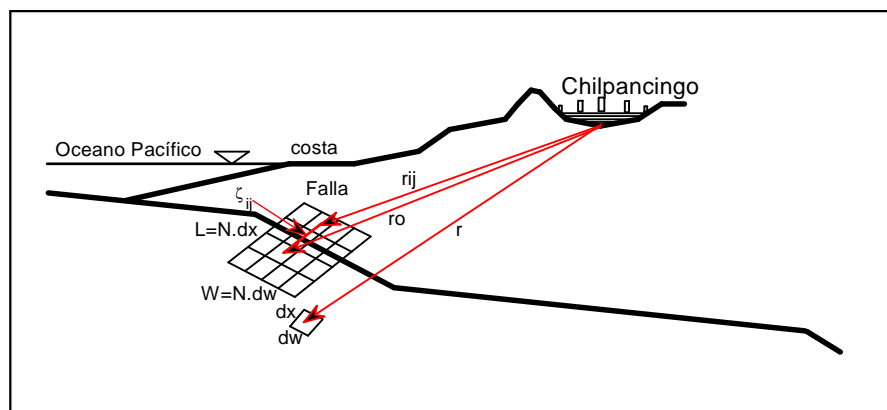


Figura 9.10. Modelo de falla finita usada en el método de las funciones de Green empíricas.

9.5.3. Fuentes sísmicas estudiadas

Con el objetivo de tener una idea clara del peligro sísmico en la ciudad de Chilpancingo, se estudiaron cuatro fuentes sísmicas de subducción. El criterio para seleccionar las fuentes sísmicas, fue la distancia al sitio (las más cercanas). Las simulaciones se realizaron para la estación RICC que se encuentra ubicada en suelo sedimentario (17.54° latitud Norte y 99.50° longitud Oeste) en el valle de Chilpancingo. Para la simulación se usó el método de las funciones de Green empíricas (Irikura, 1986). En la tabla 9.5 se presentan las características de los sismos utilizados como funciones de Green en este trabajo, incluye en la última columna la componente horizontal usada en los sismos semilla para simular los sismos sintéticos, seleccionada de acuerdo al criterio de mayor aceleración.

Tabla 9.5. Características de los sismos usados como función de Green (semilla) en las diferentes fuentes sísmicas para simular sismos sintéticos

| Fecha d/m/a | Hora GMT | M_w | Lat N | Long O | Prof km | M_0 Dina-cm | Acim Φ | Ech δ | Áng desliz λ | CH _{máx} |
|---|-------------|-------|----------|-----------|------------|------------------------|----------------|-----------------|----------------------------|-------------------|
| Fuente sísmica Ometepec (OM): Sismo pequeño utilizado como función de Green (Courboulx <i>et al.</i> 1997) | | | | | | | | | | |
| 16/00/1995 | 3:30:5.2 | 5.0 | 16.61° | 98.54° | 20.0 | 0.337×10^{24} | 289° | 15° | 85° | EO |
| Fuente sísmica Acapulco-San Marcos (ASM): Sismo pequeño utilizado como función de Green (USGS) | | | | | | | | | | |
| 29/10/1994 | 16:44:6 | 5.1 | 17.01° | 99.68° | 49.0 | 0.56×10^{24} | 296° | 25° | 90° | EO |
| Fuente sísmica Guerrero Central (GC): Sismo pequeño utilizado como función de Green (CMT:Harvard) | | | | | | | | | | |
| 13/04/2007 | 5:42:26.5 | 6.0 | 17.37° | 100.14° | 42.7 | 1.07×10^{25} | 284° | 73° | 92° | NS |
| Fuente sísmica Petatlán (PE): Sismo pequeño utilizado como función de Green (CMT:Harvard) | | | | | | | | | | |
| 15/07/1996 | 21:23:42 | 6.6 | 17.50° | 101.12° | 22.4 | 9.95×10^{25} | 297° | 21° | 93° | EO |

Considerando la relación dada por Kanamori (1977) en la ecuación (9.19), se puede obtener el momento sísmico a partir de una magnitud dada. Dado que nos interesa obtener una simulación en un lugar (Chilpancingo) muy cercano a la fuente, la mayor contribución será de la aspereza más grande que ocurra en la falla. Para obtener el área de la mayor aspereza usamos la relación de Somerville *et al.* (2002) para sismos de subducción reproducida en la ecuación (9.20).

$$M_w = (1/1.5) \log (M_0) - 10.73 \quad (9.19)$$

$$A_{asp} = 8.87 \times 10^{-16} (M_0)^{2/3} \quad (9.20)$$

donde el área de la aspereza A_{asp} estará dada en km^2 y M_0 en dina-cm. El método original utiliza los registros de sismos pequeños como funciones de Green empíricas que mediante una superposición, que obedece las leyes de escalamiento entre sismos, hace posible simular el registro del sismo grande. El tiempo en el cual ocurre la dislocación, es decir desde que una partícula inicia su movimiento hasta que se detiene, conocido como “rise time”, se obtiene con base en la fórmula propuesta por Somerville *et al.* (2002), para sismos de subducción, expresado por la ecuación (9.21).

$$T_R = 1.79 \times 10^{-9} (M_0)^{1/3} \quad (9.21)$$

donde T_R es el “rise time”, M_0 es el momento sísmico, en este caso del sismo pequeño. Se utilizó una velocidad de ruptura de $V_r = 0.9 \times V_s$. Observaciones recientes han mostrado que el lugar donde inicia la ruptura suele estar alejado de la posición de las asperezas. Somerville *et al.* (2002) proponen la ecuación (9.22) para estimar esa distancia.

$$R_A = 1.76 \times 10^{-8} (M_0)^{1/3} \quad (9.22)$$

En la figura 9.11 se presenta la ubicación de las asperezas (áreas de ruptura) estudiadas proyectadas sobre el plano horizontal, las superficies corresponden a la probable ocurrencia de un sismo máximo de $M_w=7.5$ para la fuente sísmica de Ometepec, de $M_w=7.7$ para Acapulco-San Marcos, de $M_w=8.2$ para Guerrero Central y de $M_w=7.4$ para Petatlán. Las dimensiones de $30 \times 45 \text{ km}$, $55 \times 40 \text{ km}$, $100 \times 70 \text{ km}$ y $37 \times 30 \text{ km}$ están de acuerdo con las asperezas máximas estimadas en los segmentos correspondientes a Ometepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán, respectivamente, con excepción de Guerrero Central donde nunca se ha registrado un sismo de magnitud $M_w=8.2$. La ubicación y tamaño de la aspereza de la fuente sísmica de Ometepec se obtuvo considerando el sismo del 14 de septiembre de 1995 (Courboux *et al.*, 1997), la de Acapulco-San Marcos tomando en cuenta el sismo del 28 de julio de 1957 (Ortiz *et al.*, 2000), la de Guerrero Central considerando los sismos del 11 y 19 de mayo de 1962 (Ortiz *et al.*, 2000; Singh *et al.*, 2007), con un sismo probable de mayor magnitud en función del área de ruptura y del tiempo de quietud sísmica y finalmente para Petatlán tomando en cuenta el sismo del 14 de marzo de 1979 (Anderson *et al.*, 1986).



Figura 9.11. Área de ruptura (área de la mayor aspereza) del sismo probable de mayor magnitud correspondiente a la simulación de las fuentes OM, ASM, GC y PE, proyectadas sobre el plano horizontal.

En la figura 9.12 se presentan los modelos de falla finita de las asperezas de acuerdo al sismo máximo esperado en cada una de las fuentes sísmicas, para simular acelerogramas sintéticos. Los números o letras en las subfallas, indican los probables inicios de la ruptura en las diferentes fallas estudiadas, considerados en la simulación de sismos sintéticos.

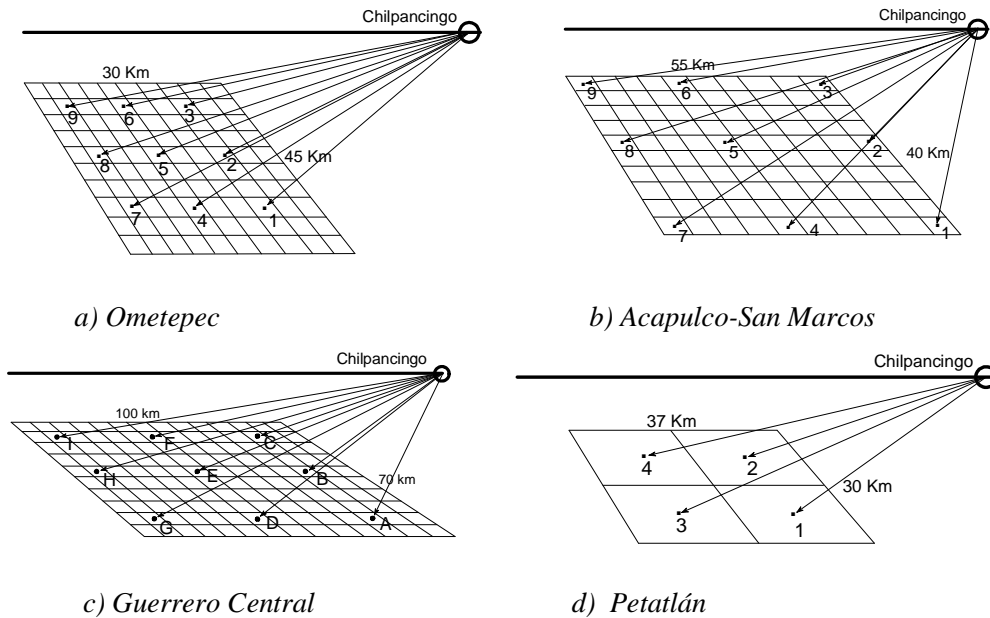


Figura 9.12. Modelos de falla finita para las diferentes fuentes sísmicas estudiadas de acuerdo al máximo sismo esperado en cada una de ellas, los números o letras son probables inicios de ruptura.

En la figura 9.13 se puede apreciar el mecanismo de falla inversa, el cual fue utilizado para simular los sismos sintéticos en este trabajo (sismos de subducción). En la figura 9.14 se muestra un perfil, en donde se puede apreciar que la distancia más cercana de la falla (fuente sísmica Guerrero Central) a la ciudad de Chilpancingo es de 50.0 km, el plano de falla de la aspereza, que para fines prácticos se considera sin alabeo y la posición de la costa.

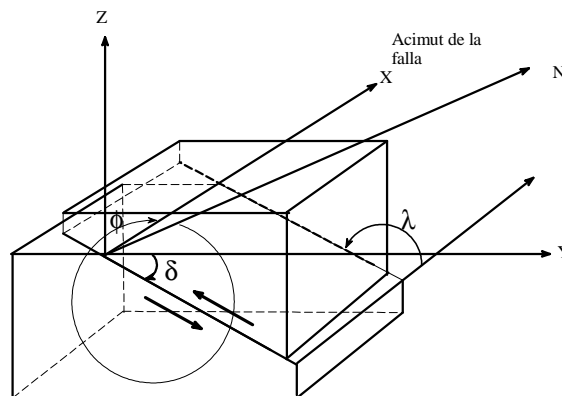


Figura 9.13. Mecanismo focal utilizado en las simulaciones. Acimut de la falla ϕ , echado de la falla δ y ángulo de deslizamiento λ .

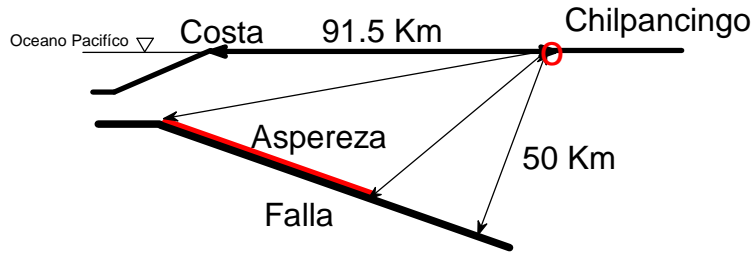


Figura 9.14. Corte vertical de la fuente sísmica Guerrero Central donde se puede apreciar el plano de falla, la posición de la costa y el sitio (Chilpancingo).

Se propone una distribución exponencial para los sismos de menores magnitudes a $M_w < 6.5$, debido a que estos ocurren con mayor frecuencia, para los sismos de igual o mayor magnitud a $M_w \geq 6.5$ su distribución está de acuerdo al catálogo elaborado por Kostoglodov y Pacheco (1999), debido a que son menos frecuentes. La relación frecuencia-magnitud de los sismos de igual o mayor magnitud a $M_w \geq 6.5$ se obtuvo considerando los tiempos de recurrencia históricos (T_H) presentados en la tabla 4, con excepción de la fuente sísmica Guerrero Central donde nunca se ha producido un sismo de $M_w = 8.2$. Una observación importante es que la mayoría de los catálogos son probablemente más completos para sismos de $M_w \geq 6.5$ a partir de inicios del siglo anterior.

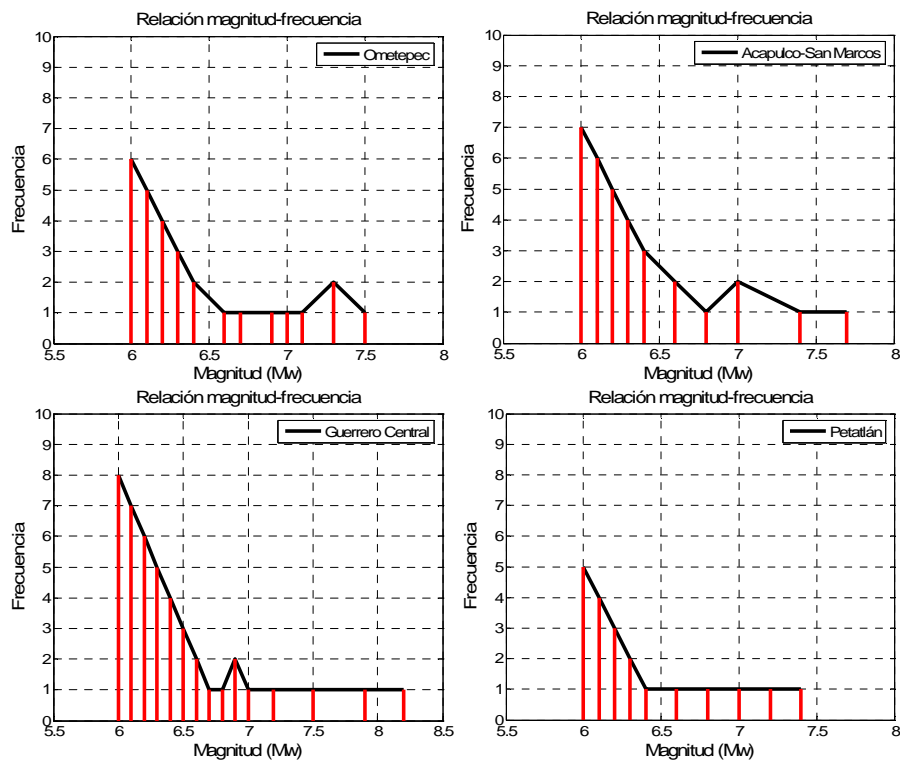


Figura 9.15. Relaciones magnitud-frecuencia consideradas para simular sismos sintéticos en las fuentes sísmicas Ometepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán.

Se aprecia de la figura 9.15, que la tendencia para los sismos de magnitudes grandes es a una distribución normal, a medida que aumenta la cantidad de sismos registrados en la fuente y cuando disminuye la tendencia es a una distribución uniforme. Zúñiga y Wyss (2001) para el Oeste de

Guerrero (entre longitudes 100.5°-101.5°) encontraron valores altos de **b** y entre las longitudes 100°-101° así como al Oeste del segmento de Ometepec valores bajos de **b**. Ellos interpretan los valores bajos de **b** en los segmentos con relativamente regímenes de altos esfuerzos, que es como una aspereza, en la relación Gutenberg-Richter $\log N = a - bM$. Para las costas de Guerrero el intervalo estimado de **b** se encontró entre 0.5 a 1.5, determinado con una base de datos obtenida del catalogo de sismicidad compilado por el SSN para el periodo de 1988 a 1998.

En la figura 9.16 se presenta la aceleración registrada con una PGA de 92.537 cm/s^2 componente NS y la sintética con una PGA de 96.246 cm/s^2 componente NS, del sismo del 13 de abril de 2007 con magnitud $M_w=6.0$, que como se puede observar tienen mucha similitud. En la misma figura 9.16 también se presentan los espectros de respuesta de Seudo-Aceleración, en donde la única diferencia son las ligeramente mayores ordenadas espectrales del espectro sintético. Para determinar los acelerogramas sintéticos se usó el programa de cómputo EGFMP.CEXE, desarrollado por Irikura (1986), que también calcula la historia de velocidades y desplazamientos del sismo sintético, pero aquí solo se presentan las historias de aceleraciones. Es importante la calibración del método de acuerdo a las características de los sismos locales de subducción, por qué permite utilizarlo con más confianza, en este caso se presenta un sismo sintético simulado a una distancia epicentral de 80.0 km y a una profundidad de 23 km, que como ya se dijo anteriormente, tiene mucha similitud con el usado como semilla.

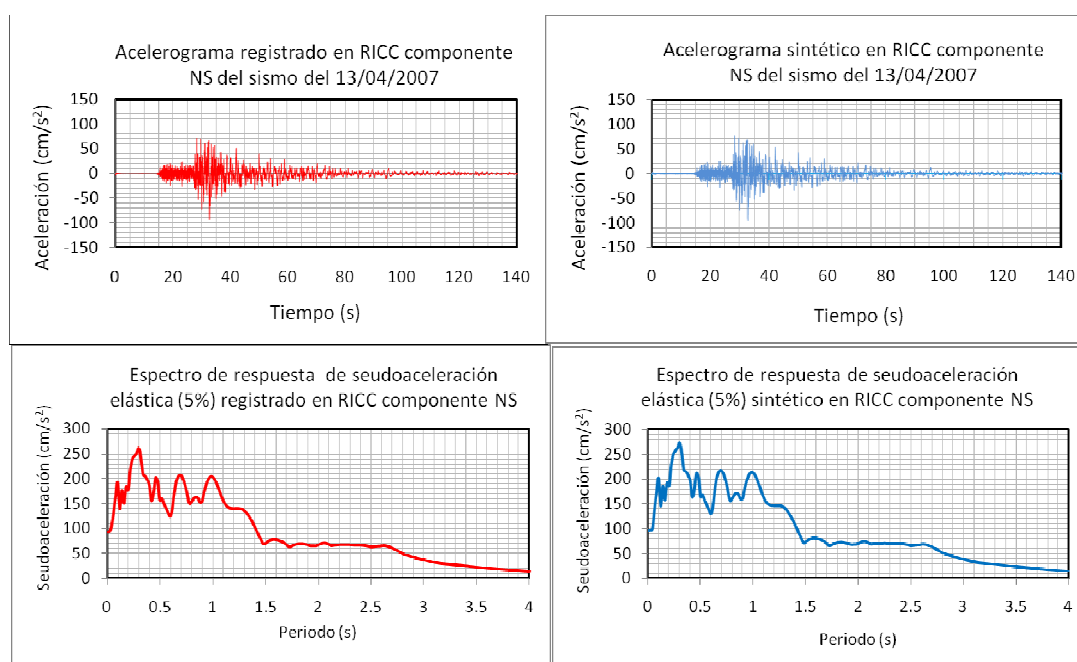


Figura 9.16. Arriba (izquierda) acelerograma registrado, arriba (derecha) acelerograma sintético, abajo (izquierda) espectro registrado y abajo (derecha) espectro sintético, para un sismo de $M_w=6.0$.

El objetivo principal es simular acelerogramas en la estación RICC (suelo sedimentario), debido a la ruptura de las diferentes asperezas estudiadas, con el propósito de determinar el peligro sísmico. Con este fin y de acuerdo a las relaciones magnitud-frecuencia de la figura 9.15, se simularon 28 sismos para la fuente sísmica de Ometepec, 32 para la de Acapulco-San Marcos, 44 para la de Guerrero Central y solo 5 para Petatlán, debido a la magnitud del sismo usado como semilla ($M_w=6.6$), por lo que no se pudo simular sismos sintéticos en el intervalo de magnitudes de 6.0 a 6.5. Las principales características y PGA sintéticas, se presentan en la tabla 9.6. Como se puede observar de esta misma tabla 9.6, el criterio de selección en este caso de uno de los nueve sismos sintéticos simulados con

magnitud $M_w=8.2$ en la fuente sísmica Guerrero Central, consistió en considerar el valor promedio de PGA (1292.48 cm/s^2) de la falla y con inicio de ruptura en el punto E (centro de la aspereza) como se puede apreciar en la figura 9.19.

Tabla 9.6. Datos de sismos sintéticos de las diferentes fuentes sísmicas y PGA estimadas

| No. | Mag. (M_w) | Dist. (km) | Prof. (km) | PGA _H (gals) | No. | Mag. (M_w) | Dist. (km) | Prof. (km) | PGA _H (gals) |
|------------------------------------|-------------------|---------------|---------------|----------------------------|---------------------------------|-------------------|---------------|---------------|----------------------------|
| Fuente sísmica Ometepepec | | | | | 56 | 6.0 | 95.98 | 18.0 | 25.274 |
| 1 | 7.5 | 139.10 | 26.0 | 122.377 | 57 | 6.0 | 95.79 | 19.0 | 21.744 |
| 2 | 7.3 | 140.66 | 25.0 | 99.099 | 58 | 6.0 | 99.11 | 17.0 | 23.361 |
| 3 | 7.3 | 134.04 | 25.0 | 101.251 | 59 | 6.0 | 94.30 | 19.0 | 27.720 |
| 4 | 7.1 | 142.30 | 23.5 | 112.422 | 60 | 6.0 | 92.64 | 20.0 | 29.006 |
| 5 | 7.0 | 143.27 | 22.0 | 133.155 | Fuente sísmica Guerrero Central | | | | |
| 6 | 6.9 | 142.78 | 22.5 | 104.861 | 61 | 8.2 | 72.00 | 24.0 | 1292.48 |
| 7 | 6.7 | 143.76 | 21.5 | 62.125 | 62 | 7.9 | 72.50 | 25.0 | 905.11 |
| 8 | 6.6 | 144.75 | 19.0 | 56.955 | 63 | 7.5 | 72.50 | 25.0 | 650.90 |
| 9 | 6.4 | 145.26 | 21.0 | 47.107 | 64 | 7.2 | 76.42 | 24.0 | 432.97 |
| 10 | 6.4 | 147.61 | 19.0 | 57.906 | 65 | 7.0 | 79.44 | 23.0 | 289.08 |
| 11 | 6.3 | 144.75 | 21.0 | 46.902 | 66 | 6.9 | 77.85 | 23.0 | 278.09 |
| 12 | 6.3 | 145.92 | 19.0 | 38.199 | 67 | 6.9 | 67.90 | 27.0 | 300.43 |
| 13 | 6.3 | 151.01 | 19.0 | 51.023 | 68 | 6.8 | 69.82 | 27.0 | 289.69 |
| 14 | 6.2 | 145.52 | 21.0 | 41.44 | 69 | 6.7 | 73.06 | 25.0 | 211.63 |
| 15 | 6.2 | 146.40 | 19.0 | 35.944 | 70 | 6.6 | 72.50 | 25.0 | 203.06 |
| 16 | 6.2 | 149.35 | 19.0 | 39.806 | 71 | 6.6 | 67.50 | 27.5 | 186.14 |
| 17 | 6.2 | 149.55 | 20.0 | 45.901 | 72 | 6.5 | 72.84 | 25.0 | 184.79 |
| 18 | 6.1 | 145.26 | 21.0 | 36.761 | 73 | 6.5 | 67.86 | 27.5 | 200.83 |
| 19 | 6.1 | 142.96 | 22.0 | 35.25 | 74 | 6.5 | 72.50 | 25.0 | 209.18 |
| 20 | 6.1 | 145.01 | 20.0 | 41.118 | 75 | 6.4 | 67.78 | 27.5 | 201.76 |
| 21 | 6.1 | 145.55 | 22.0 | 41.355 | 76 | 6.4 | 72.75 | 25.0 | 219.81 |
| 22 | 6.1 | 141.35 | 24.0 | 42.218 | 77 | 6.4 | 67.50 | 27.5 | 204.73 |
| 23 | 6.0 | 146.03 | 20.0 | 31.234 | 78 | 6.4 | 72.50 | 25.0 | 168.90 |
| 24 | 6.0 | 143.32 | 21.0 | 24.664 | 79 | 6.3 | 76.00 | 24.5 | 100.33 |
| 25 | 6.0 | 144.60 | 20.0 | 29.561 | 80 | 6.3 | 68.50 | 27.5 | 108.54 |
| 26 | 6.0 | 147.46 | 20.0 | 32.867 | 81 | 6.3 | 61.50 | 30.0 | 117.08 |
| 27 | 6.0 | 143.53 | 23.0 | 35.686 | 82 | 6.3 | 53.50 | 32.5 | 127.98 |
| 28 | 6.0 | 139.98 | 25.0 | 33.789 | 83 | 6.3 | 46.50 | 35.5 | 136.95 |
| Fuente sísmica Acapulco-San Marcos | | | | | 84 | 6.2 | 78.00 | 24.0 | 98.17 |
| 29 | 7.7 | 97.44 | 18.0 | 160.152 | 85 | 6.2 | 71.50 | 26.5 | 105.07 |
| 30 | 7.4 | 97.44 | 18.0 | 113.439 | 86 | 6.2 | 65.00 | 28.5 | 112.88 |
| 31 | 7.2 | 97.44 | 18.0 | 90.113 | 87 | 6.2 | 58.50 | 31.0 | 121.01 |
| 32 | 7.0 | 97.44 | 18.0 | 79.905 | 88 | 6.2 | 52.00 | 33.5 | 129.52 |
| 33 | 6.8 | 97.44 | 18.0 | 69.717 | 89 | 6.2 | 45.00 | 36.0 | 139.02 |
| 34 | 6.6 | 97.44 | 18.0 | 54.521 | 90 | 6.1 | 80.50 | 23.0 | 95.69 |
| 35 | 6.6 | 99.27 | 18.0 | 60.596 | 91 | 6.1 | 74.50 | 25.0 | 101.95 |
| 36 | 6.4 | 97.44 | 18.0 | 36.918 | 92 | 6.1 | 69.50 | 27.0 | 107.45 |
| 37 | 6.4 | 99.32 | 17.0 | 34.378 | 93 | 6.1 | 64.00 | 29.0 | 114.02 |
| 38 | 6.4 | 100.99 | 17.0 | 41.604 | 94 | 6.1 | 59.00 | 31.0 | 120.21 |
| 39 | 6.3 | 97.44 | 18.0 | 36.572 | 95 | 6.1 | 53.50 | 33.0 | 127.45 |
| 40 | 6.3 | 100.65 | 17.0 | 35.381 | 96 | 6.1 | 47.50 | 35.0 | 135.48 |
| 41 | 6.3 | 99.01 | 18.0 | 44.37 | 97 | 6.0 | 84.00 | 21.0 | 92.53 |
| 42 | 6.3 | 94.26 | 19.0 | 34.863 | 98 | 6.0 | 80.00 | 23.0 | 96.25 |
| 43 | 6.2 | 97.44 | 18.0 | 23.172 | 99 | 6.0 | 75.00 | 25.0 | 101.34 |
| 44 | 6.2 | 97.46 | 19.0 | 26.944 | 100 | 6.0 | 70.00 | 27.0 | 106.78 |
| 45 | 6.2 | 99.34 | 18.0 | 30.918 | 101 | 6.0 | 65.50 | 28.0 | 112.47 |
| 46 | 6.2 | 93.66 | 19.0 | 28.538 | 102 | 6.0 | 61.50 | 30.0 | 117.08 |
| 47 | 6.2 | 97.44 | 18.0 | 21.538 | 103 | 6.0 | 56.50 | 32.0 | 123.38 |
| 48 | 6.1 | 97.44 | 18.0 | 22.87 | 104 | 6.0 | 51.50 | 34.0 | 129.82 |
| 49 | 6.1 | 94.12 | 19.0 | 24.175 | Fuente sísmica Petatlán | | | | |
| 50 | 6.1 | 94.15 | 20.0 | 26.035 | 105 | 7.4 | 188.22 | 24.0 | 56.35 |
| 51 | 6.1 | 99.15 | 18.0 | 29.499 | 106 | 7.2 | 193.83 | 18.0 | 45.264 |
| 52 | 6.1 | 94.12 | 19.0 | 27.347 | 107 | 7.0 | 204.85 | 18.0 | 39.718 |
| 53 | 6.1 | 97.44 | 18.0 | 20.864 | 108 | 6.8 | 203.00 | 18.0 | 40.444 |
| 54 | 6.0 | 97.44 | 18.0 | 24.855 | 109 | 6.6 | 193.02 | 19.0 | 41.295 |
| 55 | 6.0 | 97.67 | 17.0 | 20.599 | | | | | |

En la figura 9.17 se presentan los acelerogramas sintéticos para las nueve diferentes posiciones de inicio de la ruptura del área de la aspereza máxima de Ometepec para un sismo con $M_w=7.5$, componente E-O, de acuerdo a la figura 9.12a, donde se observa que las mayores PGA se presentan para los inicios de ruptura 8 (112.18 cm/s^2), 5 (122.38 cm/s^2) y 2 (123.28 cm/s^2), respectivamente.

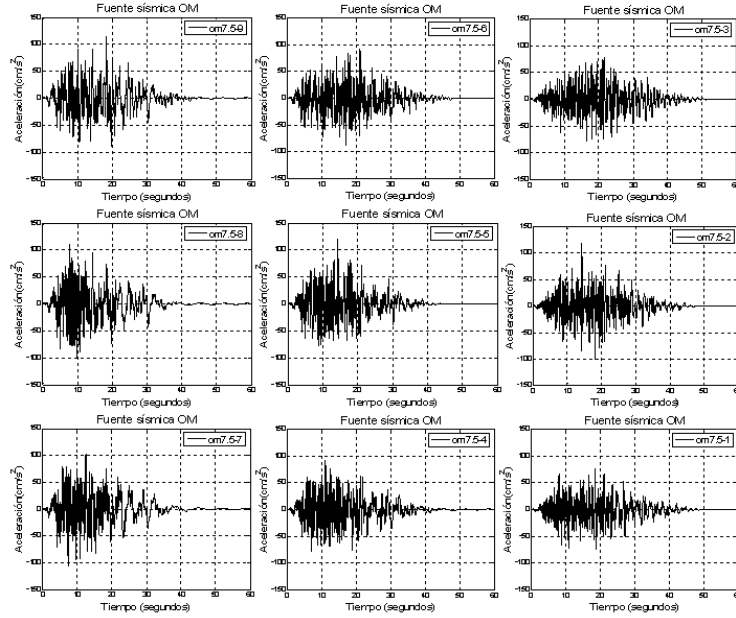


Figura 9.17. Aceleraciones sintéticas obtenidas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Ometepec, para un sismo con magnitud $M_w=7.5$ (ver figura 9.12a).

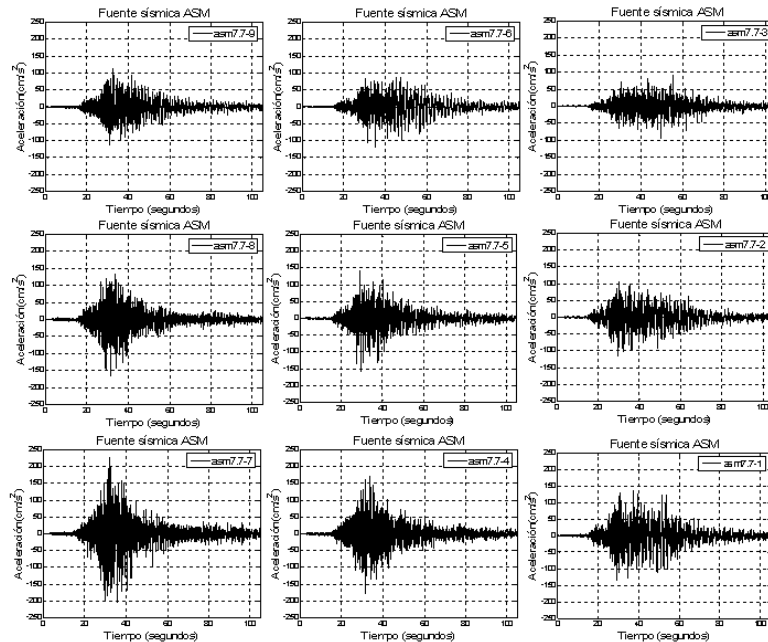


Figura 9.18. Aceleraciones sintéticas obtenidas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos, para un sismo con magnitud $M_w=7.7$ (ver figura 9.12b).

La figura 9.18 presenta los acelerogramas sintéticos para las nueve diferentes posiciones de inicio de la ruptura del área de la aspereza máxima de Acapulco-San Marcos para un sismo con $M_w=7.7$, componente E-O, de acuerdo a la figura 9.12b, donde se observa que las mayores PGA se presentan para los inicios de ruptura 8 (162.79 cm/s^2), 4 (177.57 cm/s^2) y 7 (214.57 cm/s^2), respectivamente. La figura 9.19 presenta las aceleraciones sintéticas para un sismo con magnitud $M_w=8.2$, componente N-S, obtenidas de la fuente sísmica Guerrero Central, para las nueve posiciones del inicio de la ruptura, ordenadas de acuerdo a la figura 9.12c, donde se puede apreciar el fuerte efecto de la directividad (ver figura 9.11) entre la fuente y el sitio (Chilpancingo). Se observa que las mayores PGA se presentan para los inicios de ruptura, G (1754.546 cm/s^2), I (2154.549 cm/s^2) y H (2358.411 cm/s^2), respectivamente.

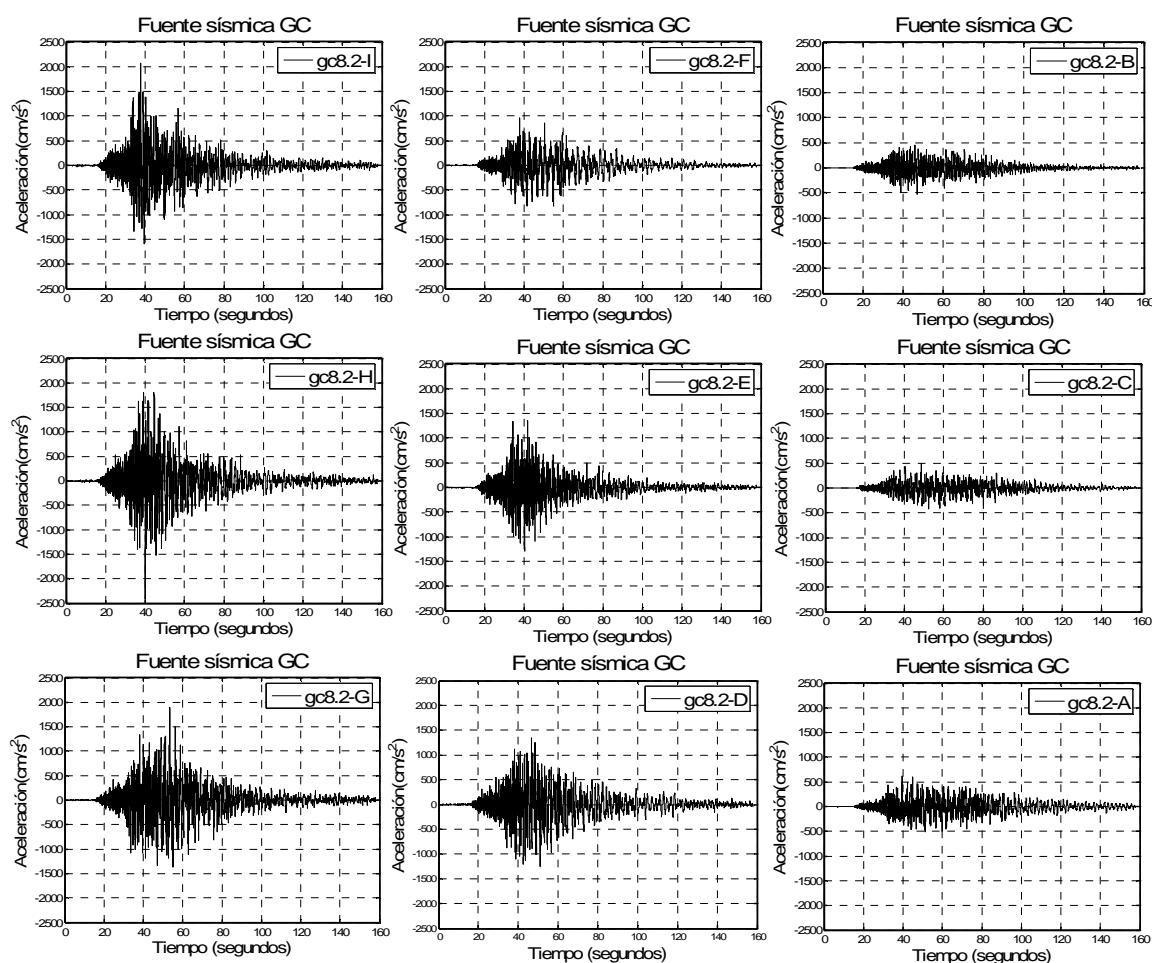


Figura 9.19. Aceleraciones sintéticas determinadas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Guerrero Central, para un sismo con magnitud $M_w=8.2$ (ver figura 9.12c).

A manera de ejemplo en la tabla 9.7, se enlistan las distancias epicentrales, azimuts, coordenadas dentro de la rejilla de cada punto propuesto para el inicio de la ruptura (A a I), con respecto a la ciudad de Chilpancingo, la profundidad y las aceleraciones máximas absolutas componente NS para las 9 diferentes simulaciones de la aspereza máxima de Guerrero Central. Los números entre paréntesis en la última columna indican el orden de magnitud de la aceleración máxima absoluta simulada en el sitio de acuerdo al inicio de la ruptura. Se puede observar que el valor más conservador es cuando inicia la ruptura en el punto “H”, cuando lo hace en el punto “E” resulta aproximadamente el promedio y el

mínimo cuando inicia en “C”. Estos resultados hacen inferir que se presenta el efecto de la directividad en el modelo de falla finita en el método de las funciones de Green empíricas.

Tabla 9.7. Características y resultados del área de ruptura (aspereza máxima) de Guerrero Central

| Inicio de ruptura | Epicentro (km) | Azimut (grados) | NSx | NSw | Profundidad (km) | Simulación | Aceleración máxima absoluta (cm/s ²) |
|-------------------|----------------|-----------------|-----|-----|------------------|------------|--|
| A | 72.50 | 284 | 12 | 9 | 34.0 | S-A | 598.503 (7) |
| B | 90.59 | 284 | 12 | 5 | 24.0 | S-B | 481.802 (8) |
| C | 107.45 | 284 | 12 | 2 | 17.0 | S-C | 439.326 (9) |
| D | 47.01 | 284 | 7 | 9 | 34.0 | S-D | 1240.827 (5) |
| E | 72.00 | 284 | 7 | 5 | 24.0 | S-E | 1292.480 (4) |
| F | 92.89 | 284 | 7 | 2 | 17.0 | S-F | 883.805 (6) |
| G | 44.50 | 284 | 2 | 9 | 34.0 | S-G | 1754.546 (3) |
| H | 70.15 | 284 | 2 | 5 | 24.0 | S-H | 2358.411 (1) |
| I | 90.89 | 284 | 2 | 2 | 17.0 | S-I | 2154.549 (2) |

En la figura 9.20 se presentan los acelerogramas sintéticos para las cuatro diferentes posiciones de inicio de la ruptura del área de la aspereza máxima de Petatlán para un sismo con $M_w=7.4$, de acuerdo a la figura 9.12d.

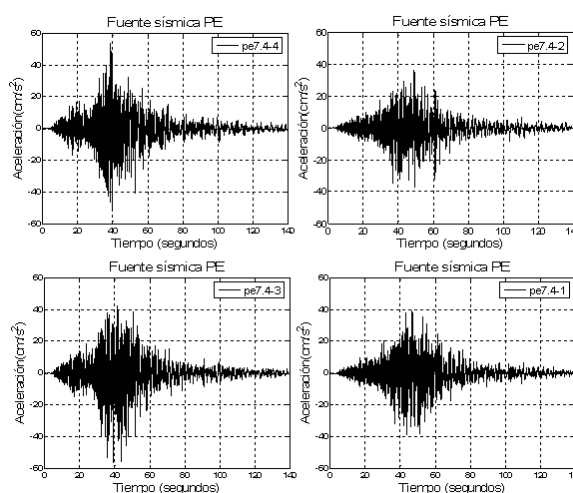


Figura 9.20. Aceleraciones sintéticas determinadas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Petatlán, para un sismo con magnitud $M_w=7.4$ (ver figura 9.12d).

En la figura 9.21 se presenta la relación distancia hipocentral contra la aceleración máxima del terreno (PGA) para el sitio RICC, de acuerdo a las nueve posiciones de inicio de la ruptura para las fuentes sísmicas OM, ASM y GC, y a las cuatro posiciones de inicio de la ruptura para la fuente sísmica PE, conforme a las figuras 9.11 (asperezas mayores) y 9.12 (inicios de ruptura). Se observa que no existe ninguna tendencia en la relación distancia-PGA, más bien influye el efecto de la directividad en las áreas de ruptura (asperezas), con excepción de Petatlán en donde la PGA disminuye a medida que la distancia del inicio de la ruptura al sitio es mayor y es precisamente lo que se esperaba ver en las demás fuentes.

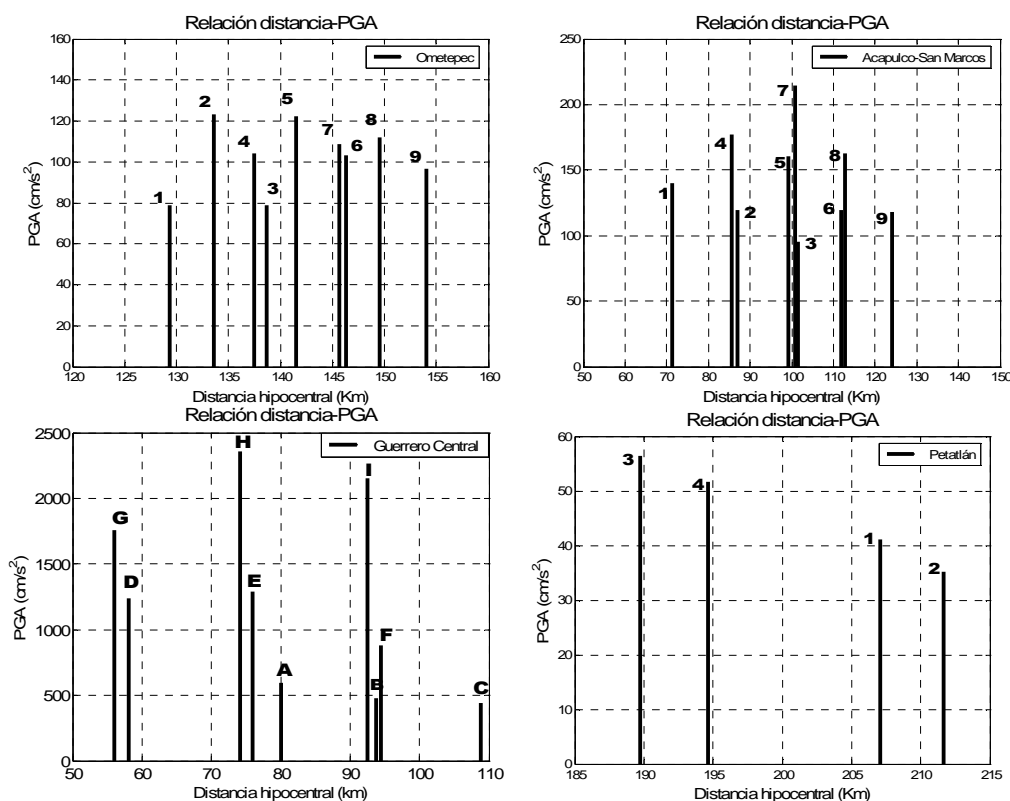


Figura 9.21. Relación distancia hipocentral versus PGA en las fuentes sísmicas OM, ASM, GC y PE para sismos de magnitud 7.5, 7.7, 8.2 y 7.4, respectivamente.

En las tablas A.1 a A.4 del Anexo A se resumen las características de las diferentes fuentes sísmicas estudiadas. Adicionalmente, se deben de conocer otras características del mecanismo focal de los sismos que se pretende simular en las diferentes fuentes sísmicas, como se resumen en las tablas A.5 a A.8 del mismo Anexo A. Finalmente, en las tablas A.9 a A.12 del mencionado Anexo A se resumen las aceleraciones horizontales máximas absolutas sintéticas, para las diferentes fuentes sísmicas estudiadas. Como se puede ver en el Anexo A (ver tablas A.1, A.2, A.3 y A.4), se simularon 140 sismos para Ometepec, 100 para Acapulco-San Marcos, 161 para Guerrero Central y 50 para Petatlán pero solo se consideraron 29 sismos para Ometepec, 32 para Acapulco-San Marcos, 44 para Guerrero Central y 5 para Petatlán. En los Anexos B, C, D y E se presentan los acelerogramas sintéticos de las fuentes sísmicas Ometepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y petatlán, respectivamente, calculados con el método de las funciones de Green empíricas.

9.5.4. Espectros de respuesta sintéticos para suelo sedimentario (RICC)

Con el propósito de observar la respuesta simulada en suelo sedimentario (estación RICC) de la ciudad de Chilpancingo, se seleccionaron 12 acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Ometepec, 11 de Acapulco-San Marcos, 15 de Guerrero Central y 5 de Petatlán, de la tabla 9.6, considerando el criterio de usar el sismo promedio de cada magnitud en cada una de las fuentes, con el objetivo de determinar sus espectros de respuesta de Seudo-Aceleración, correspondientes. En la figura 9.22 se presentan los espectros sintéticos de Seudo-Aceleración de respuesta elástica con 5% de amortiguamiento crítico simulados de la fuente sísmica Ometepec, donde se observan amplificaciones importantes en alrededor de 0.50 s de periodo, para esas magnitudes.

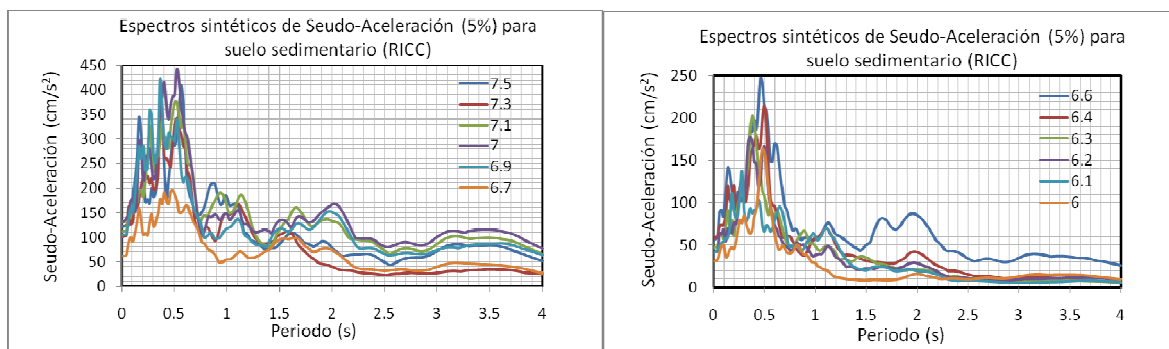


Figura 9.22. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Ometepe.

En la figura 9.23 se presentan los espectros sintéticos de Seudo-Aceleración de respuesta elástica con 5% de amortiguamiento crítico simulados de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos, donde se observan amplificaciones importantes en una banda ancha de periodos en el intervalo de 0.12 hasta 3.0 s, para esas magnitudes.

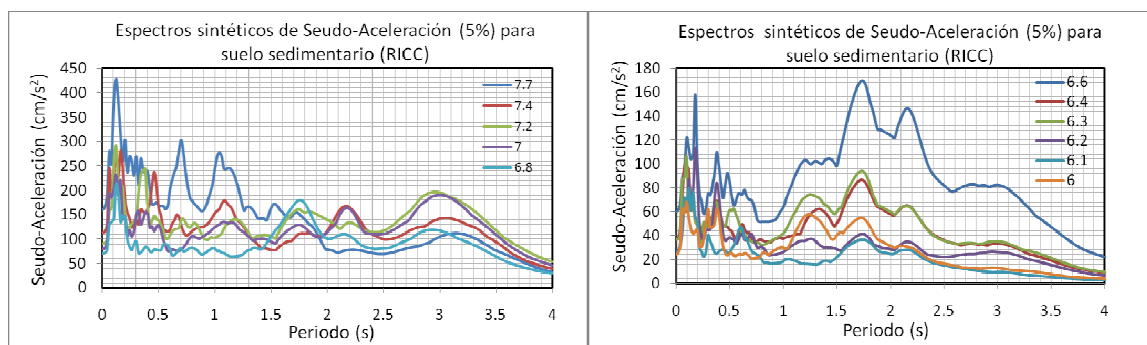


Figura 9.23. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos.

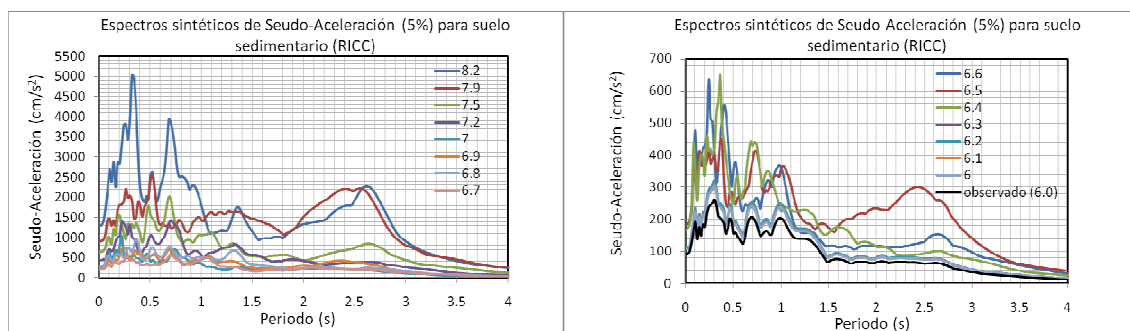


Figura 9.24. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Guerrero Central.

En el caso de la fuente sísmica Guerrero Central, se puede apreciar de los espectros sintéticos de Seudo-Aceleración de respuesta elástica con 5% de amortiguamiento crítico de la figura 9.24, amplificaciones significativas en alrededor de 0.32, 0.68 y 2.58 s de periodo, para esas magnitudes. Se incluyó el acelerograma registrado componente NS del sismo del 13/04/2007 con magnitud de $M_w=6.0$. Finalmente en la figura 9.25, se presentan los espectros sintéticos de Seudo-Aceleración de

respuesta elástica con 5% de amortiguamiento crítico simulados de la fuente sísmica Petatlán, donde se observa que las mayores amplificaciones se presentan en alrededor de 0.40 y 0.82 s de periodo, para esas magnitudes.

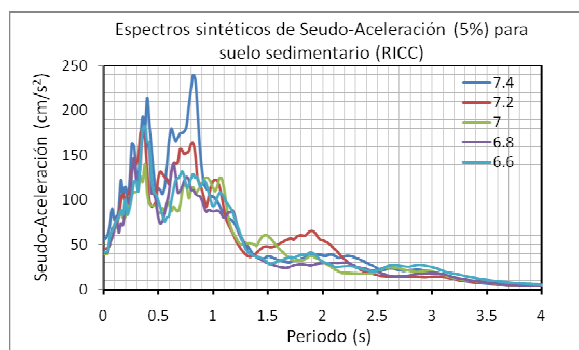


Figura 9.25. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Petatlán.

De acuerdo a los resultados anteriores, se puede concluir que, los sismos que se generen en Guerrero Central, con distancias epicentrales cercanas a 70 km y profundidades alrededor de 25 km, pueden provocar algún tipo de daño a las construcciones de la ciudad de Chilpancingo, que estén comprendidas en un intervalo de periodos estructurales entre 0.30 y 2.5 s.

9.5.5. Curvas de peligro sísmico para suelo sedimentario (RICC)

En la tabla 9.8 se presentan los tiempos de recurrencia local, T_L , obtenidos de Zúñiga y Wyss (2001) y los tiempos de recurrencia históricos estimados, T_H , para las diferentes fuentes sísmicas (Nishenko y Singh, 1987) para la ocurrencia de un sismo característico. En todos los casos rigen los tiempos de recurrencia históricos.

Tabla 9.8. Tiempos de recurrencia local e históricos de las diferentes fuentes sísmicas

| Fuente sísmica | Longitudes | T_L (años) | T_H (años) |
|---------------------------|-----------------|--------------|--------------|
| Ometepec (OM) | 98° a 99° O | 30 | 36 |
| Acapulco-San Marcos (ASM) | 99° a 100° O | 30 | 56 |
| Guerrero Central (GC) | 100° a 101.2° O | 50 | 98 |
| Petatlán (PE) | 101° a 101.8° O | 20 | 36 |

Usando la relación de magnitud de momento sísmico, M_w y el momento sísmico, M_0 , de Kanamori (1977) dada en la ecuación (9.19) y la relación empírica entre el periodo de retorno, T_r y el momento sísmico, M_0 , de Astiz y Kanamori (1984) expresada en la ecuación (9.23), se pueden calcular los parámetros, como el momento sísmico, el periodo de retorno T_r y la tasa media de excedencia de la magnitud $\lambda(M)$ que es igual al inverso del periodo de retorno. Se consideraron, intervalos de magnitudes de $6.0 \leq M_w \leq 7.5$, de $6.0 \leq M_w \leq 7.7$, $6.0 \leq M_w \leq 8.2$ y de $6.0 \leq M_w \leq 7.4$, para las fuentes sísmicas de Ometepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán, respectivamente. En la figura 9.26, se presentan las relaciones $M-\lambda(M)$ que caracterizan el potencial y actividad (sismicidad) de las fuentes sísmicas estudiadas. Se observa un comportamiento muy similar de la tasa media de excedencia de la magnitud, para las diferentes fuentes sísmicas estudiadas, la diferencia más significativa es el tiempo de recurrencia de sus sismos característicos, siendo el de Guerrero Central el más grande y el de Petatlán el más corto.

$$\text{Log } T_r = (1/3)\log(M_0) - 7.5 \quad (9.23)$$

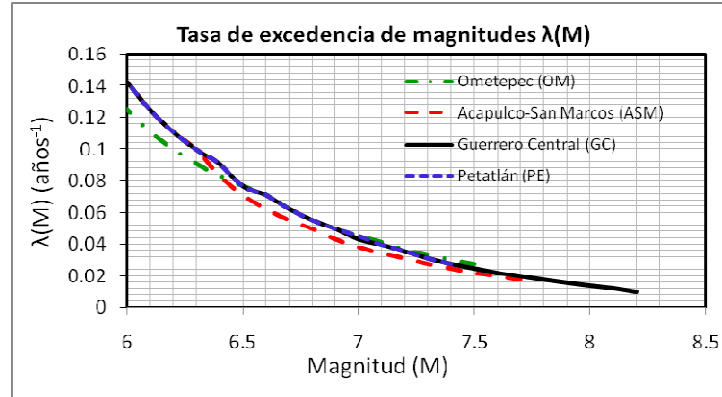


Figura 9.26. Tasa de excedencia de magnitudes $\lambda(M)$ para las fuentes sísmicas Ometepepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán.

En la figura 9.27 se presentan las curvas de peligro sísmico, obtenidas para suelo sedimentario de la ciudad de Chilpancingo, a través de PGA sintéticos de las fuentes sísmicas Ometepepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán, con los datos de la tabla 9.6. Las cuales expresan la tasa de excedencia de la aceleración horizontal máxima del terreno, el inverso de $\lambda(\text{PGA})$ indica el periodo de retorno para el cual puede excederse cierto nivel de PGA. Se observa que Guerrero Central, representa el más alto peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, pues se observa que para un periodo de retorno de alrededor de 100 años, las aceleraciones horizontales máximas del terreno se pueden exceder de 1000 cm/s^2 .

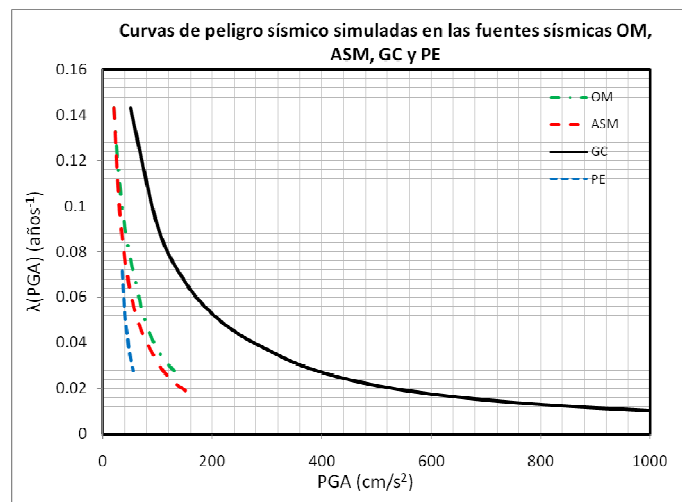


Figura 9.27. Curvas de peligro sísmico para suelo sedimentario de Chilpancingo, simuladas en las fuentes sísmicas Ometepepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán.

9.5.6. Comparación con el enfoque clásico

Con el objetivo de tener una idea más completa del peligro sísmico en suelo sedimentario (RICC) de la ciudad de Chilpancingo, se determinó el movimiento fuerte esperado del terreno con un modelo de

atenuación, utilizando la base de datos de la tabla 9.6 (sismos sintéticos), con datos únicamente de la fuente sísmica Guerrero Central. Se realizó la regresión utilizando el funcional de la ecuación (9.24), el cual no incluye efecto de sitio y considera solo el mecanismo de falla inversa (sismo de subducción). Con la ecuación (9.25) se obtuvo la relación de atenuación para un sismo de magnitud $M_w=8.2$, la cual se presenta en la figura 9.28 (izquierda), donde se presenta la variación de la aceleración horizontal máxima (PGA) con la distancia hipocentral.

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2M_w + C_3\ln(R) \quad (9.24)$$

$$\ln(PGA) = -0.3223 + 1.1983M_w - 0.5274\ln(R) \quad (9.25)$$

Posteriormente, utilizando nuevamente el funcional de la ecuación (9.24) para la regresión, pero ahora considerando los datos de todas las fuentes sísmicas presentadas en la tabla 9.6, se obtuvo el funcional de la ecuación (9.26) con el que se determinó la relación de atenuación sintética para una magnitud de $M_w=8.2$, la cual se presenta en la misma figura 9.28 (derecha). La relación de atenuación con sismos observados se determinó con una base de datos de 22 sismos registrados en las estaciones CHI1 y RICC (suelo sedimentario), con magnitudes M_w entre 5.0 y 8.1 y distancias epicentrales entre 47.0 y 653.3 km. En la ecuación (9.27) se presenta el funcional usado en la regresión correspondiente y en la ecuación (28) el obtenido para determinar la relación de atenuación para una magnitud de $M_w=8.2$.

$$\ln(PGA) = 4.3313 + 1.2064M_w - 1.6915\ln(R) \quad (9.26)$$

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2M_w + C_3\ln(R) + C_4S_1 \quad (9.27)$$

$$\ln(PGA) = -1.5564 + 1.4447M_w - 1.7998\ln(R) - 2.2156 \quad (9.28)$$

Al comparar en la figura 9.28 (izquierda) la relación de atenuación obtenida con sismos sintéticos (enfoque Neo-Determinista) de la fuente Guerrero Central con la determinada con sismos registrados (enfoque Determinista) de todas las fuentes sísmicas, se observa que para una distancia hipocentral de 90 km la aceleración horizontal máxima del terreno para un sismo de magnitud $M_w=8.2$ resulta de 1249.577 cm/s^2 y 957.528 cm/s^2 , respectivamente, lo cual representa una diferencia significativa. Lo más adecuado es determinar una relación de atenuación para cada fuente, pero en el caso Determinista no se contó con suficientes datos de cada fuente sísmica. Al comparar en la figura 9.28 (derecha) la relación de atenuación obtenida con sismos sintéticos de todas las fuentes con la determinada con sismos registrados de todas las fuentes, que para una distancia hipocentral de 90 km la aceleración horizontal máxima del terreno para un sismo de magnitud $M_w=8.2$ resulta de 744.23 cm/s^2 y 957.528 cm/s^2 , respectivamente.

En general se observan mayores aceleraciones máximas del terreno para la misma distancia hipocentral en la relación de atenuación determinada con sismos registrados (enfoque Determinista) de todas las fuentes que de la obtenida con sismos sintéticos (enfoque Neo-Determinista) de todas las fuentes. También se observa una diferencia muy significativa entre la relación de atenuación determinada con sismos sintéticos de la fuente Guerrero Central, comparada con la obtenida usando sismos sintéticos de todas las fuentes (OM, ASM, GC y PE), pero como ya se dijo lo más adecuado es considerar el estudio individual de cada fuente sísmica. Es importante recordar que el método de las funciones de Green empíricas considera una fuente finita, donde puede variar el inicio de la ruptura dentro de la aspereza, aun así, resulta muy interesante esta comparación.

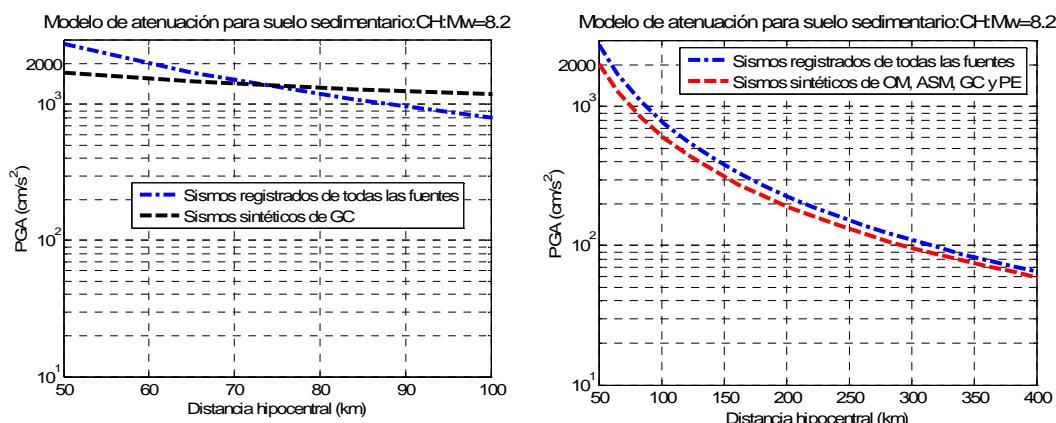


Figura 9.28. Comparativa entre relaciones de atenuación de sismos registrados de todas las fuentes con sintéticos de Guerrero Central (izquierda) y registrados de todas las fuentes con sintéticos de todas las fuentes (derecha).

9.5.7. Espectro sintético de sitio (RICC)

Las ordenadas espectrales máximas de los sismos sintéticos de todas las fuentes sísmicas calculadas (Figuras 9.22 a 9.25) con excepción de la fuente sísmica Guerrero Central, son cubiertas por el espectro de diseño sísmico del Reglamento de Construcción para los Municipios del Estado de Guerrero. Por tanto, la fuente sísmica Guerrero Central resultó ser el escenario de mayor peligro sísmico para el valle de Chilpancingo, y los sismos sintéticos de la tabla 9.6 correspondientes a esta fuente, son considerados para estimar espectros sintéticos de sitio (RICC).

En la figura 9.29 se presentan cuatro espectros sintéticos de sitio estimados considerando los sismos sintéticos en el intervalo de las magnitudes estudiadas de la fuente sísmica Guerrero Central (tabla 9.6). cada espectro se definió de acuerdo al criterio de Newmark y Hall (1973), que considera que para una proporción de amortiguamiento estructural del 5%, el factor de amplificación para la aceleración máxima del terreno es 2.6, considerando dos periodos característicos según los espectros de respuesta. Se consideró conveniente proponer la aceleración máxima del terreno para cada uno de los cuatro espectros de acuerdo al promedio de las aceleraciones máximas de los sismos sintéticos con magnitud 7.9, 7.5, 7.0 y 6.5, respectivamente. Cada una de estas magnitudes representa la magnitud promedio de considerar cuatro niveles de ocurrencia, estos niveles se definieron para representar los eventos “muy raro”, “raro”, “ocasional” y “frecuente”. La nomenclatura adoptada en este trabajo para estos cuatro niveles es la usada por VISION 2000 (1996).

En la figura 9.29 se presenta una comparativa entre los espectros sintéticos de sitio y el espectro de diseño para edificaciones clasificadas como del grupo B que exige el Reglamento de Construcción para los Municipios del Estado de Guerrero, para la zona sísmica D (ciudad de Chilpancingo), para terreno tipo II (Depósitos aluviales). En el primero de los espectros se observa que la zona plana propuesta del espectro no cubre totalmente la ordenada máxima de 2548.99 cm/s² que se presenta para un periodo de 0.52 s del sismo sintético con magnitud 7.9, la cual puede cubrirse con la sobrerresistencia de las estructuras. Los periodos característicos del espectro sintético de sitio estimado, están perfectamente definidos entre 0.5 y 2.5 s. Donde se observa que la zona plana del espectro sintético de sitio estimado del sismo considerado como muy raro, es mucho mayor comparado con lo que exige el Reglamento de Construcción vigente. Los límites de los periodos característicos del espectro sintético de sitio

estimado para el sismo muy raro cubren periodos más largos y por tanto, una zona plana del espectro mayor. En la tabla 9.9, se presentan los principales parámetros que definen los espectros sintéticos de sitio estimado (RICC) y el que exige el Reglamento de Construcción en vigor.

Se puede concluir, que el enfoque Neo-Determinista tiene una gran importancia sobre el enfoque probabilista, debido a dos razones principalmente, la primera por qué evalúa de manera más realista el peligro sísmico en una región o sitio y la segunda porqué se pueden utilizar directamente los acelerogramas sintéticos para diseñar típicas o mega estructuras, así como revisar la vulnerabilidad de las existentes, lo cual no es posible con el enfoque tradicional.

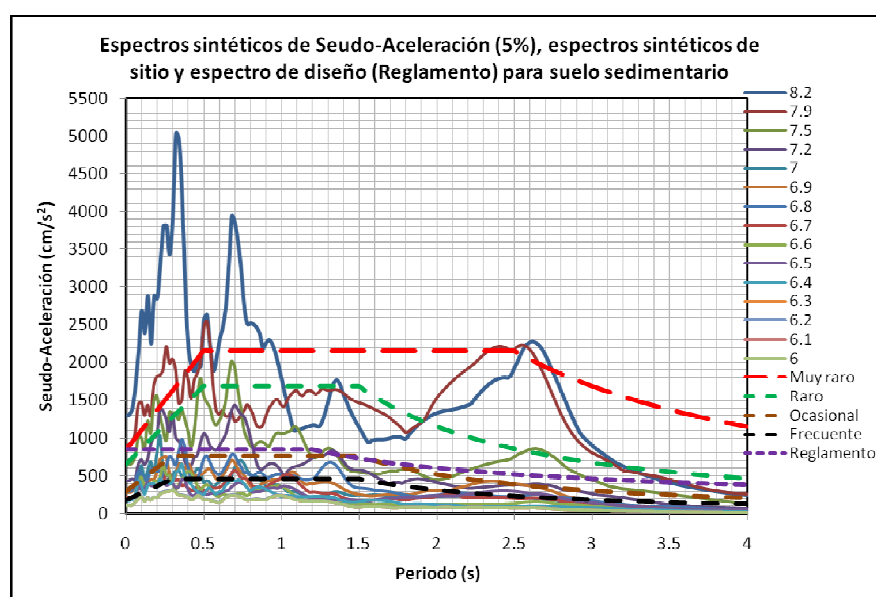


Figura 9.29. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico, espectros sintéticos de sitio y espectro de diseño del Reglamento de Construcción, para suelo sedimentario.

Tabla 9.9. Valores de los parámetros para calcular los espectros

| Zona | c | a_0 | T_a (s) | T_b (s) | r |
|--|------|-------|--------------|--------------|------|
| Espectro sintético de sitio (RICC): Sismo muy raro ($M_w=7.9$) | | | | | |
| II (Depósitos aluviales) | 2.20 | 0.86 | 0.50 | 2.50 | 1.33 |
| Espectro sintético de sitio (RICC): Sismo Raro ($M_w=7.5$) | | | | | |
| II (Depósitos aluviales) | 1.72 | 0.66 | 0.50 | 1.50 | 1.33 |
| Espectro sintético de sitio (RICC): Sismo Ocasional ($M_w=7.0$) | | | | | |
| II (Depósitos aluviales) | 0.78 | 0.30 | 0.30 | 1.50 | 1.33 |
| Espectro sintético de sitio (RICC): Sismo Frecuente ($M_w=6.5$) | | | | | |
| II (Depósitos aluviales) | 0.47 | 0.18 | 0.30 | 1.50 | 1.33 |
| Espectro para diseño del Reglamento de Construcción para los Municipios del Estado de Guerrero | | | | | |
| II (Depósitos aluviales) | 0.86 | - | - | 1.2 | 0.66 |

9.6. CONCLUSIONES

Se encontraron resultados importantes en la valoración del peligro sísmico determinista, debido a que la información utilizada se basa en eventos sísmicos observados, es decir que ya se presentaron pero que se pueden repetir. *El peor escenario sísmico resultó ser la fuente sísmica Guerrero Central con*

una aceleración máxima horizontal de 957.53 cm/s^2 para suelo sedimentario y de 51.43 cm/s^2 para suelo firme, en los dos casos para un sismo de magnitud 8.2 con distancia hipocentral de 90 km. Los tiempos de recurrencia históricos de sismos del pasado de las diferentes fuentes sísmicas estudiadas y la base de datos de registros acelerométricos representaron la columna vertebral del análisis de peligro sísmico determinista para la ciudad de Chilpancingo. Otro aspecto importante, es la sencillez de su aplicación en comparación con el enfoque de peligro sísmico probabilista, donde hay que manejar con conocimiento y soltura la teoría del cálculo de las probabilidades.

Al no contar con registros de sismos intensos de las fuentes sísmicas Guerrero Central y Acapulco San Marcos, es decir las más cercanas al sitio (a menos de 100 km de Chilpancingo), los cuales tendrían un peso importante en la valoración del peligro sísmico determinista del valle de Chilpancingo, se decidió aplicar el método de las funciones de Green empíricas, con el objetivo de generar sismos sintéticos. Se encontró que la fuente sísmica de Guerrero Central, produce el mayor peligro sísmico para Chilpancingo, de acuerdo a los resultados, debido a la magnitud de $M_w=8.2$ considerada como sismo máximo probable para este segmento y también a la cercanía de la aspereza al sitio, así como también al fuerte efecto de la directividad. El peor escenario sísmico que se puede esperar de la fuente sísmica Guerrero Central es una aceleración horizontal máxima del terreno de 2358.411 cm/s^2 .

Aunque el enfoque utilizado en este estudio, no es muy frecuente para asignar el peligro sísmico en un sitio, es una herramienta útil, no solo porque permite considerar el peor escenario sísmico, sino porque su resultado es un acelerograma, con el cual se puede analizar el comportamiento estructural de las diferentes construcciones ubicadas en el lugar. De los espectros sintéticos de Seudo-Aceleración de respuesta elástica con 5% de amortiguamiento crítico, se observa que los sismos que se pueden producir en Guerrero Central, con epicentros cercanos a 70 km y a profundidades alrededor de 25 km, pueden provocar daño a las construcciones de la ciudad de Chilpancingo que tienen periodos estructurales comprendidos en el intervalo entre 0.30 y 2.5 s.

Las curvas de peligro sísmico obtenidas para suelo sedimentario (RICC) de Chilpancingo, que expresan la tasa de excedencia de la PGA horizontal y su inverso el periodo de retorno para el cual se excede cierto nivel de PGA, son muy importantes para decidir el nivel de aceleración con el que se debe diseñar una estructura. Resalta de manera importante la curva de peligro sísmico obtenida a través de la fuente sísmica Guerrero Central, con fines de diseño estructural para las construcciones de la ciudad de Chilpancingo, pues se observa que para un periodo de retorno de alrededor de 100 años, las aceleraciones horizontales máximas del terreno se pueden exceder de 1000 cm/s^2 . Por tanto, se recomienda utilizar este enfoque de peligro sísmico, para ser usado en los Reglamentos de Construcciones con fines de diseño estructural. Lo cual conduciría a diseños más realistas y confiable, así como a evaluaciones estructurales de construcciones existentes.

A través de sus relaciones de atenuación se realizó una comparación entre los resultados del enfoque Determinista y Neo-Determinista, encontrándose en general una correlación razonable, robusteciendo el enfoque Neo-Determinista. Finalmente, se concluye que el enfoque Neo-Determinista es importante en la valoración del peligro sísmico de una región/sitio particular, debido a que los resultados de este trabajo respaldan tal aseveración. Existen aún variables y detalles no explorados en este trabajo, que sería conveniente estudiar en el futuro de este enfoque de peligro sísmico.

CONCLUSIONES

En el capítulo 1 se presenta la justificación principal del estudio de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, con base en los daños producidos por el sismo del 28 de julio de 1957 y las grandes amplificaciones observadas durante el sismo del 19 de septiembre de 1985. El objetivo general, que consiste en desarrollar un estudio de peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo, con los enfoques de Análisis de Peligro Sísmico Determinista (APSD) y de Análisis de Peligro Sísmico Neo-Determinista (APSND) con las variantes propias de las condiciones locales, con atención especial en la determinación de los efectos de sitio. Con el firme propósito de valorar de manera realista el peligro sísmico y así coadyuvar con el mejoramiento del diseño sismo-resistente de las construcciones con la integración de los resultados en el reglamento de construcciones vigente. Además, se plantean los alcances obtenidos en el trabajo. En el capítulo 2 se describen los trabajos previos realizados en Chilpancingo en relación al tema, así como los métodos utilizados en este estudio para el cálculo del peligro sísmico. Se presenta la metodología actual de vanguardia usada mundialmente para la estimación del peligro sísmico, así como el caso particular de valoración del peligro sísmico en Chilpancingo. Se pone especial interés en las bases teóricas utilizadas en este estudio. En el capítulo 3 se presenta toda la información disponible sobre la geología regional y local, geotécnica (estratigrafía) de las capas sedimentarias del valle y la topografía regional y local de Chilpancingo. El sondeo más profundo y completo desde el punto de vista de la Ingeniería Sísmica geotécnica es el SM1-CU, realizado en las instalaciones de la Unidad Académica de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Guerrero, en suelo sedimentario a 100 m aproximadamente de la estación RICC, elaborado por Geovisa, (1998). Esta información permitió llegar a resultados razonables en este estudio de peligro sísmico.

Debido a la escasa información geotécnica, es decir, sondeos hasta profundidades que alcancen los estratos de suelo firme, y que ayuden a elaborar modelos 1D, que expliquen y justifiquen las grandes amplificaciones observadas en suelos de tipo sedimentario de Chilpancingo, se recurrió al método SPAC (Spatial Autocorrelations Method) para estimar perfiles estratigráficos de suelo sedimentario. Por tanto, en el capítulo 4, se describe la medición del ruido ambiental, la técnica de procesamiento de la información y el análisis e interpretación de los resultados. Se determinaron las curvas de dispersión de velocidades de fase de las ondas Rayleigh en dos arreglos de estaciones. Una observación importante es que el método SPAC, presenta como resultado un promedio de parámetros dinámicos del volumen de suelo comprendido en cada arreglo individual o triángulo equilátero, y que la estratigrafía obtenida es totalmente horizontal con fronteras laterales infinitas. De acuerdo a los dos modelos estratigráficos obtenidos en este trabajo, los depósitos de suelo sedimentario en Chilpancingo que influyen de manera notable en la amplificación del movimiento del terreno, tienen espesores entre 314 y 355 m. Las velocidades promedio en estos estratos van desde 195 m/s en los sub-estratos más superficiales hasta 750 m/s en la inter-fase con la roca caliza de la formación Morelos. Estos resultados correlacionan en gran medida con las secciones geológicas existentes.

En el capítulo 5, se presenta la identificación y caracterización de las diferentes fuentes sísmicas que pueden generar peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo. A medida que la caracterización de las fuentes sísmicas es mejor, los resultados sobre el peligro sísmico que estas representan será más confiable. Una de las debilidades, es que México tiene una historia reciente e insuficiente en instrumentación sísmica con el objeto de caracterizar las diferentes fuentes sísmicas identificadas. Debido a la cercanía de la ciudad de Chilpancingo con las diferentes fuentes sísmicas, se recomienda utilizar modelos de fuente finita. Se identificaron y evaluaron cinco fuentes sísmicas de subducción, Ometepepec (OM), Acapulco-San Marcos (ASM), Guerrero central (GC), Petatlán (PE) y Michoacán (MI), una de sismos profundos o intraplaca (I) y una de sismos corticales con epicentro cercano (L), las cuales generan un fuerte peligro sísmico para Chilpancingo. La

sismicidad histórica y reciente de las fuentes sísmicas de mayor peligro, fueron la base de este trabajo, por tanto, permitió valorar cuantitativamente de manera adecuada el peligro sísmico de la ciudad de Chilpancingo.

Contar con una base de datos grande y confiable de los sismos registrados en suelo sedimentario y firme del sitio de interés de cada una de las fuentes es lo más recomendable, para estimar los efectos de sitio y en general el peligro sísmico en un lugar. En el capítulo 6 se logró únicamente definir una base de datos con información de todas la fuentes sísmicas, y no una base de datos para cada fuente sísmica, como sería lo adecuado, a partir de dos estaciones ubicadas en suelo sedimentario, la estación CHI1 ubicada en el centro de Chilpancingo y la RICC en la Unidad Académica de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Guerrero, aproximadamente a 1.6 km de distancia una de la otra. Con un periodo de cerca de 30 años de registro entre las dos estaciones, con sismos de gran magnitud, aunque algunos con epicentros relativamente lejanos, ayudaron a determinar modelos de atenuación en suelo sedimentario. En cambio, la base de datos para suelo firme (roca), el periodo de registro es de apenas 15 años, con sismos de menor magnitud, aunque con epicentros más cercanos, a partir de las estaciones CHIL y PTQL, ubicadas al Sur del valle, que al igual que para suelo sedimentario contiene información de todas las fuentes sísmicas identificadas. Todos los funcionales probados resultaron adecuados para predecir la respuesta máxima del suelo, pero se decidió tomar la relación de atenuación más sencilla, es decir, la que no incluye ningún efecto de sitio, para determinar el peligro sísmico determinista, porque se contó con registros en suelo sedimentario y firme. Como ya se mencionó en las dos bases de datos se carece de sismos de gran magnitud con epicentros cercanos de alrededor de 100 km, por tanto, los funcionales propuestos no reflejan los valores más adecuados. Los modelos de atenuación proporcionan la máxima aceleración del suelo en el sitio, debido a sismo, y juegan un papel muy importante en la valoración del peligro sísmico del lugar, ya sea determinista o probabilista. Una de las herramientas más útiles para propósitos de ingeniería sísmica (estructural) es el espectro de respuesta, por tanto, el interés se centró en estimarlo para diferentes escenarios sísmicos, utilizando las bases de datos de registros de suelo firme y sedimentario.

En el capítulo 7, se calcularon las isoaceleraciones de los nueve sismos más intensos registrados en la ciudad de Chilpancingo usando principalmente el arreglo acelerográfico de Guerrero con el propósito de compararlas con las isosistas recopiladas, observándose en términos generales una aceptable correlación, la cual probablemente mejoraría si la red acelerográfica fuera más densa y las isosistas más detalladas. Se tuvo cuidado en correlacionar correctamente las IMM con los datos instrumentales. Se observó una variabilidad significativa entre los datos correlacionados entre IMM y la aceleración ó velocidad de los eventos sísmicos considerados en este estudio. Al realizar la comparación de los resultados de este estudio con los obtenidos por Trifunac y Brady (1975) y por Wald *et al.*, (1999), se observa una diferencia significativa entre los tres estudios, tanto en la aceleración como en la velocidad. En el caso de la aceleración, los resultados obtenidos en este estudio indican claramente que para los sismos mexicanos se requieren menores aceleraciones del terreno para una misma intensidad, comparado con California, USA, sin embargo, para la velocidad existe convergencia para intensidades entre VII-VIII con respecto a Trifunac y Brady (1975), pero divergencia para altas y bajas intensidades; con respecto a Wald *et al.*, (1999), se observa una diferencia en bajas intensidades, pero convergencia para intensidades altas, en relación a la velocidad. El propósito principal de obtener espectros de respuesta calculados para diferentes IMM, resultó satisfactorio porque logra reproducir las máximas ordenadas espectrales y justificar daños por sismos del pasado, como el sismo del 28 de julio de 1957.

En el capítulo 8, después de haber aplicado varias técnicas para inferir los efectos de sitio en el valle de Chilpancingo, se llega a la conclusión de que estos son importantes, como parte de la estimación del peligro sísmico. Se logró caracterizar el tipo de suelo sobre el sitio en que se ubican cada una de

las estaciones utilizadas en este estudio. CHI1 y RICC en suelo sedimentario, RICA en suelo y CHIL en suelo firme (roca), esto de acuerdo con los espectros de respuesta elástica observados en cada sitio. Al usar la técnica H/V o HVSR, se observó que cuando se consideran las componentes de las direcciones principales de los registros, las curvas tienden a ser iguales en amplitud y periodo. Sin embargo, al usar esta técnica, no se alcanzan los niveles de amplificación observada en las funciones de transferencia empíricas (técnica SSR) calculadas entre los sitios RICC (suelo sedimentario) y CHIL (suelo firme), porque se obtienen valores entre tres y cinco veces menores, aunque H/V sí proporciona el periodo del suelo. De los cocientes espectrales calculados mediante microtemores (técnica HVNR), es decir, obtenidos con la técnica de Nakamura, se observan periodos dominantes del suelo muy largos para ciertos sitios, aunque esto hace inferir que en estos sitios los depósitos de suelo sedimentarios son mayores o existen irregularidades importantes en los estratos profundos (interface de suelo sedimentario con la roca). En términos generales, se observó que los periodos que producen la mayor amplitud coinciden con los obtenidos con las otras técnicas.

Un resultado muy importante que muestra claramente la complejidad de la geología local y de la topografía en los efectos de sitio, es la gran diferencia observada entre las funciones de transferencia NS y EO, lo que demuestra que no es posible reproducir completamente con un modelo 1D los efectos de amplificación del valle de Chilpancingo. Por tanto, si se quieren estimar con precisión los efectos de amplificación es necesario recurrir a modelos 2D o 3D del valle y así tratar de explicar las diferencias significativas de las funciones de transferencia empíricas promedio horizontales observadas entre las estaciones RICC/CHIL. El análisis de direccionalidad de las ondas sísmicas en el valle, no indica una clara polaridad en el movimiento del suelo, no existe ninguna relación, ni tampoco alguna tendencia, cuando se consideran las direcciones de PGA. Pero si se analizan las direcciones principales de la Intensidad de Arias, que representan la direccionalidad de la energía, se presentan ciertas tendencias sobre todo en CHIL y en RICC. Lo anterior, sugiere que pueden ser menores los efectos de amplificación debido a la topografía y más fuertes los efectos de la geología local, debido principalmente a los estratos profundos y a la geometría alargada del valle.

Finalmente, en el capítulo 9 se encontraron resultados importantes en la valoración del peligro sísmico determinista, debido a que la información utilizada se basa en eventos sísmicos observados, es decir que ya se presentaron pero que se pueden repetir. *El peor escenario sísmico resultó ser la fuente sísmica Guerrero Central con una aceleración máxima horizontal de 957.53 cm/s^2 para suelo sedimentario y de 51.43 cm/s^2 para suelo firme, en los dos casos para un sismo de magnitud 8.2 con distancia hipocentral de 90 km.* Los tiempos de recurrencia históricos de sismos del pasado de las diferentes fuentes sísmicas estudiadas y la base de datos de registros acelerométricos representaron la columna vertebral del análisis de peligro sísmico determinista para la ciudad de Chilpancingo. Otro aspecto importante, es la sencillez de su aplicación en comparación con el enfoque de peligro sísmico probabilista, donde hay que manejar con conocimiento y soltura la teoría del cálculo de las probabilidades. Al no contar con registros de sismos intensos de las fuentes sísmicas Guerrero Central y Acapulco-San Marcos, es decir las más cercanas al sitio, a menos de 100 km de Chilpancingo, los cuales tendrían un peso importante en la valoración del peligro sísmico determinista del valle de Chilpancingo, se decidió aplicar el método de las funciones de Green empíricas, con el objetivo de generar sismos sintéticos. Se encontró que la fuente sísmica de Guerrero Central, produce el mayor peligro sísmico para Chilpancingo, de acuerdo a los resultados, debido a la magnitud de $M_w=8.2$ considerada como sismo máximo probable para este segmento y también a la cercanía de la aspereza al sitio, así como también al fuerte efecto de la directividad. El peor escenario sísmico que se puede esperar de la fuente sísmica Guerrero Central es una aceleración horizontal máxima del terreno de 2358.411 cm/s^2 .

Aunque el enfoque utilizado en este estudio, no es muy frecuente para asignar el peligro sísmico en un sitio, es una herramienta útil, no solo porque permite considerar el peor escenario sísmico, sino

porque su resultado es un acelerograma, con el cual se puede analizar el comportamiento estructural de las diferentes construcciones ubicadas en el lugar. De los espectros sintéticos de Seudo-Aceleración de respuesta elástica con 5% de amortiguamiento crítico, se observa que los sismos que se pueden producir en Guerrero Central, con epicentros cercanos a 70 km y a profundidades alrededor de 25 km, pueden provocar daño a las construcciones de la ciudad de Chilpancingo que tienen periodos estructurales comprendidos en el intervalo entre 0.30 y 2.5 s. Las curvas de peligro sísmico obtenidas para suelo sedimentario (RICC) de Chilpancingo, que expresan la tasa de excedencia de la PGA horizontal y su inverso el periodo de retorno para el cual se excede cierto nivel de PGA, son muy importantes para decidir el nivel de aceleración con el que se debe diseñar una estructura. Resalta de manera importante la curva de peligro sísmico obtenida a través de la fuente sísmica Guerrero Central, con fines de diseño estructural para las construcciones de la ciudad de Chilpancingo, pues se observa que para un periodo de retorno de alrededor de 100 años, las aceleraciones horizontales máximas del terreno se pueden exceder de 1000 cm/s^2 . Por tanto, se recomienda utilizar este enfoque de peligro sísmico, para ser usado en los Reglamentos de Construcciones con fines de diseño estructural. Lo cual conduciría a diseños más realistas y confiable, así como a evaluaciones estructurales de construcciones existentes. A través de sus relaciones de atenuación se realizó una comparación entre los resultados del enfoque Determinista y Neo-Determinista, encontrándose en general una correlación razonable, robusteciendo el enfoque Neo-Determinista. Finalmente, se concluye que el enfoque Neo-Determinista es importante en la valoración del peligro sísmico de una región/sitio particular, debido a que los resultados de este trabajo respaldan tal aseveración. Existen aún variables y detalles no explorados en este trabajo, que sería conveniente estudiar en el futuro de este enfoque de peligro sísmico

En este trabajo se presentan de manera general los tópicos más importantes de un estudio de peligro sísmico, aunque algunos temas no son tratados con la profundidad adecuada. Se decidió realizar el estudio de esta manera, es decir, sin profundizar en algunos temas, debido a la extensión del trabajo y cantidad de información necesaria. Desde nuestro punto de vista, se debe profundizar más el estudio, por tanto, se proponen las futuras líneas de investigación y recomendaciones siguientes:

- a) Aumentar la red de instrumentación sísmica permanente local en suelo sedimentario y firme y regional en roca, con el propósito de mejorar la cantidad y calidad de la base de datos acelerométrica.
- b) Instalar sensores acelerométricos de pozo (en estrato firme, intermedio y superficial), en el centro y Sur de la ciudad, donde los espesores de suelo sedimentario son mayores, con el fin de mejorar el estudio de los efectos de sitio.
- c) Definir la geometría del valle de Chilpancingo, para desarrollar modelos 2D y 3D, con el propósito de justificar y explicar las grandes amplificaciones sísmicas observadas con la técnica SSR.
- d) Realizar un estudio experimental de los efectos topográficos en Chilpancingo y sus implicaciones en el peligro sísmico. Instalando una red acelerométrica temporal desde la parte central del valle hasta la parte superior de la montaña Este u Oeste.
- e) Mejorar la metodología para el análisis de peligro sísmico Neo-Determinista, usando el método de las funciones de Green empíricas, incluyendo programa de cómputo.
- f) Finalmente, mejorar las metodologías relacionadas con el peligro sísmico regional y de áreas urbanas.

REFERENCIAS

- Abe K. (1973). "Tsunami and mechanism of great earthquakes", *Physics of the Earth and Planet Interiors*, 7, pp. 143-153.
- Abrahamson N. A. y Litehiser J. J. (1989). "Attenuation of vertical acceleration", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, pp. 549-580.
- Aguirre González Jorge (1990). *Predicción de movimientos fuertes en la Ciudad de México, usando registros de temblores pequeños como funciones de Green empíricas*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 83 Páginas.
- Aguirre J., Irikura K. y Kudo K. (1994). "Estimation of strong ground motion on hard rock and soft sediments sites in the Ashigara Valley using the empirical Green's function method", *Bulletin Disaster Prevention Research Institute*, Kyoto University, Vol. 44, part 1, No 379, pp. 45-64.
- Aguirre G. J., Mijares A. H., Briones R. E. y Mares F. E. (2003). "Aplicación del Método SPAC para Estudios Geotécnicos Caso Texcoco", *XIV CNIS*, León, Guanajuato.
- Aguirre González Jorge (2005). "Escenarios sísmicos a través de la caracterización de las fuentes sísmicas en México", *XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, México, D. F.
- Aguirre J. y Contreras M. (2005). "Efectos de sitio en el tiempo obtenidos mediante la transformada wavelet y su dependencia con el ángulo de incidencia de las ondas sísmicas a un valle", *XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, México, D. F., 7 al 11 de Septiembre de 2005.
- Aki K. (1957). "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors", *Bulletin Earthquake Research Institute*, Tokyo Univ., Japan, 35, pp. 415-456.
- Aki K. (1967). "Scaling law of seismic spectra", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 72, pp. 5359-5376.
- Ambraseys N. N., Simpson K. A. y Bommer J. J. (1996). "Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe", *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, Vol. 25, pp. 371-400.
- Anderson, J. G., Bodin P., Brune J. N., Prince J., Singh S. K., Quaas R. y Onate M. (1986). "Strong Ground Motion from the Michoacan, Mexico, Earthquake", *Articles, Science*, Vol. 233.
- Anderson J. G., Quaas R., Singh S. K., Espíndola J. M. y Yamamoto J. (1989). "Seismic strain release in the Mexican subduction thrust", *Physics of the Earth and Planet Interiors* 58, pp. 307-322.
- Anderson J. G., Quaas R., Singh S. K., Espinosa J. M., Jimenez A., Lermo J., Cuenca J., Sánchez F., Meli R., Ordaz M., Alcocer S., López B., Alcántara L., Mena E. y Javier C. (1995). "The Copala, Guerrero, Mexico Earthquake of September 14, 1995 ($M_w=7.4$): A preliminary report", *Seismological Research Letters*, Vol. 66, No. 6, pp. 11-39.
- Algermissen S. T., Perkins D. M., Thenhaus P. C., Hanson S. L. y Bender D. L. (1982). "Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocity in rock in the contiguous United States", *Open-File Report 82-1033*, U. S. Geological Survey, Washington, D. C., 99 p..
- Arai H. y Tokimatsu K. (2004). "S-wave Velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 94, pp. 53-63.
- Arias A. (1969). "A measure of earthquake intensity", *Seismic Design for Nuclear Plants* (R. J. Hansen ed.), *MIT Press*, Cambridge, MA, pp. 438-469.
- Asano, K., T. Iwata, y K. Irikura (2005). "Estimation of source process and strong ground motion simulation of the 2002 Denali, Alaska, earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, pp. 1701-1715.
- Asano, Kimiyuki, y Tomotaka Iwata (2006). "Source process and near-source ground motions of the 2005 West off Fukuoka Prefecture earthquake", *Earth Planets Space*, Vol. 58, pp. 93-98.
- Astiz L. y Kanamori H. (1984). "An earthquake doublet in Ometepc, Guerrero, México", *Physics of the Earth and Planet Interiors* 34, pp. 24-25.
- Astiz L., Kanamori H. y Eissler H. (1987). "Source characteristics of earthquakes in the Michoacán seismic gap in México", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, No 4 pp. 1326-1346.
- Atkinson G. y Boore D. (1997). "Some Comparisons between Recent Ground-Motion Relations", *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, pp. 24-40.

- Atkinson G. M. y Kaka S. I. (2007). "Relationships between Felt Intensity and Instrumental Ground Motion in the Central United States and California", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 2, pp. 497-510.
- Bard P. Y. y Bouchon M. (1980). "The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70, pp. 1921-1941.
- Bard P. Y. (1982). "Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies", *Geophys. J. R. Ast. Soc.*, 71, pp. 731-760.
- Bard P. Y. y Tucker B. (1985). "Ridge and tunnel effects: comparing observation with theory", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, pp. 905-922.
- Bard P. Y. (1999). "Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?", *The effects of surface Geology on Seismic Motion*, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Vol. 3, pp. 1251-1279.
- Benites R. y Aki K. (1994). "Ground motion at mountains and sedimentary basin with vertical seismic velocity gradient", *Geophysic J. Int.*, 116, pp. 95-118.
- Benito B. (1993). *Estimación de Parámetros Sísmicos y Espectros Específicos de Respuesta Característicos del Movimiento del Suelo en Emplazamientos de la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 349 p.
- Benouar D. (2007). "Magnitude-intensity and intensity-attenuation relationships for atlas region and Algerian earthquakes Imperial", College of Science, Technology and Medicine, Civil Engineering Departament, London SW7 2BU, England.
- Birgören G. e Irikura K. (2005). "Estimation of Site Response in Time Domain Using the Meyer-Yamada Wavelet Análisis", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, pp. 1447-1456.
- Boore D. M. (1983). "Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra", *Bull. of the Seismological Society of America*, 73, pp. 1865-1894.
- Boatwright J., Bundock H. y Seekins L. C. (2006). "Using Modified Mercalli Intensities to Estimate Acceleration Response Spectra for the 1906 San Francisco Earthquake", *Earthquake Spectra*, Volume 22, No. S2, pp. S279-S295, April 2006.
- Boncheva H. (1977). "Soil amplification factor of surface waves", *Proc. 6th World Conf. on Earth Eng.*, vol. 6, pp. 6-189, New Delhi, 1977.
- Bonner J. L., Herrin E. T. y Goforth T. (1996). "Azimuthal variation of Rg energy from quarry blasts in Central Texas", *Seismological Research Letters*, Vol. 67, No 4 pp. 43-56.
- Bolt B. A. (1989). *The nature of earthquake ground motion*, in F. Naeim, ed., *The seismic Design Handbook*, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Borcherdt R. D. (1970). "Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 60, pp. 29-61.
- Brune J. N. (1970). "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, pp. 4997-5009.
- Capon J. (1969). "High-resolution frequency-wavenumber spectral analysis", *Proc. IEEE*, Vol. 57, pp. 1408-1419.
- Campbell K. W. (1981). "Near source attenuation of peak horizontal acceleration", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, pp. 2039-2070.
- Centroid Moment Tensor (CMT) Catalogo, www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html.
- Chen J. C., Lysmer J. y Seed B. (1981). "Analysis of local variations in free field seismic ground motion", *Report No. UBC/EERC-81/03*. Berkeley, California.
- Contreras Ruíz-Esparza M. G., Aguirre J. y Irikura K. (2006). "Separación de la parte coherente e incoherente de los efectos de sitio obtenidos en estaciones de la ciudad de Acapulco, Guerrero", *GEOS (Reunión Anual de Ciencias de la Tierra)*, SIS-10, Vol. 26, No. 1, página 146.
- Cornell C. A. (1968). "Engineering seismic risk analysis", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 58, pp. 1583-1606.
- Courboux F., Santoyo M. A., Pacheco J. F. y Singh S. K. (1997). "The 14 September 1995 (M=7.3) Copala, Mexico, Earthquake: A Source Study Teleseismic, Regional, and Local Data", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, No. 4, pp. 999-1010.

- Crouse C. B. (1991). "Ground Motion Attenuation equations for earthquake on the Cascadia subduction zone", *Earthquake Spectra*, Vol. 7, No 2, pp. 201-236.
- Chung J. K. y Yeh Y. T. (1997). "Shallow crustal structure from short period Rayleigh-wave dispersion data in southwester Taiwan", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 2, pp. 370-382.
- De Cserna Z. (1965). *Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México entre Chilpancingo y Acapulco*, Estado de Guerrero, UNAM, Instituto de Geología, Boletín 62, 76 p.
- Duke C. M. y Leeds D. J. (1959). "Soil condition and damage in the México earthquake of July 28, 1957", *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 49, No. 2, pp. 179-191, April, 1959.
- Duvall W. I. y Fogelson D. E. (1962). "Review of criteria for estimating damage to residences from blasting vibrations", U. S. Dept. of the Interior, Bureau of Mines, *Report of Investigations* 5968.
- Dziewonski A., Bloch S. y Landisman M. (1969). "A technique for the analysis of transient seismic signals", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 59, pp. 427-444.
- Ewing W. M., Jardetzky W. S. y Press F. (1957). *Elastic waves in Layered Media*, McGraw Hill, New York.
- Faccioli E., Vanini M., y Frassiné L. (2002), "Complex site effects in earthquake ground motion, including topography", *Proceedings 12th European Conference on Earthquake Engineering*, paper 844.
- Faccioli E. (1991). "Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities", *Proceedings, 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, St. Louis, Missouri, Vol. 2, pp. 1779-1797.
- Faccioli E. y Resendiz D. (1976). "Soil Dynamics: behavior including liquefaction, in Seismic Risk and Engineering Decision", C. Lomnitz y E. Rosenblueth (editors), *Elsevier*, Amsterdam, pp. 71-139.
- Field E. H. y Jacob K. H. (1995). "A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non referente-site dependent", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, pp. 1127-1143.
- Field E. H., Jacob K. H. y Hough S. E. (1992). "Earthquake site response estimation: a weak motion case study", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, pp. 2283-2307.
- Figueroa A. J. (1972). *Sismicidad en el estado de Guerrero*, Ingeniería, pp. 3-19.
- Figueroa A. J. (1974). *Reporte del sismo del 28 de agosto de 1973*, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 28-58.
- Figueroa A. J. (1986). *Isosistas de Macrosismos Mexicanos*, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Fletcher J. B. y Boatwright J. (1991). "Source parameters of Loma Prieta aftershocks and wave propagation characteristics along the San Francisco peninsula from a joint inversion of digital seismograms", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 81, pp. 1783-1812.
- Flores Estrella H. C., Lomnitz A. C. e Yussim G. S. (2004). "Estimación de velocidades de fase a partir del análisis de microtemores con el método SPAC", *Geos*, Vol. 24, No. 3, pp. 438-445.
- Gama García A. y Whitney R. A. (1996). "Preliminary seismic zonation of Chilpancingo, Guerrero, México", *Proc. Eleventh World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Guerrero, México, Paper No. 1639.
- García Acosta V. y Suárez G. (1996). *Los sismos en la historia de México*, UNAM, CIESAS y FCE.
- Geli L., Bard P. Y. y Jullien B. (1988). "The effect of topography on earthquake ground motion: A review and new results", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 1, pp. 42-63.
- Geoservicios, S. A. de C. V. (1989). *Estudio Geológico-Estructural y de prospección geohidrológica en la zona de Chilpancingo, Guerrero*. SARH, Sub. de Inf. Hidráulica. Dir. Gral. De admón. y Control de Sist. Hidrológicos.
- Geovisa S. A. (1998). *Estudio de mecánica de suelos para definir las condiciones y características del subsuelo en el área de la Facultad de Ingeniería, de la Universidad Autónoma de Guerrero, en Chilpancingo, Guerrero*. Reporte de trabajo.
- Gómez Bernal A., Juárez H., e Iglesias J. (1991). "Intensidades y demandas de ductilidad de sismos recientes en la ciudad de México", *Revista Soc. Mexicana de Ingeniería Sísmica*, No. 43, pp. 3-18.

- Gómez-Bernal A. y Saragoni R. (1995). "Interpretation of dynamic soil effects on México City valley using the dense accelerograph network", *Proc. of the Fifth Int. Conf. on Seismic Zonation, France*, 1, pp. 747-754.
- Gómez-Bernal A. y Saragoni R. (1996). "Oscillation of the México City surface layer excited by seismic surface waves", *Proc. Eleventh World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Guerrero, México. Paper No. 718.
- Gómez-Bernal A. (1999). *DISAMP, programa para el cálculo de curvas de dispersión y espectros de amplificación de ondas superficiales*.
- Gómez Bernal A., Juárez H. y Corona M. (1999). "Peligro Sísmico en el valle de Chilpancingo", *XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Morelia, Michoacán, México.
- Gómez-Bernal A. y Saragoni R. (2000). "Radiation and dispersion of surface waves in México from the September 14, 1995 (Mw=7.3)", *Proc. XII WCEE*, New Zeland.
- Gómez Bernal A., Juárez G. H., Arellano M. E. y Padilla R. C. (2003). "Estimación de parámetros de riesgo sísmico en Guerrero en función de las diferentes zonas sismogénicas", *XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, León Guanajuato, México.
- Gómez Bernal A., Juárez G. H., Arellano M. E. y Sordo Z. E. (2004). "Earthquake scenarios in Guerrero México, an Earthquake hazard characterization", *13 WCEE*, Vancouver, B. C., Canada.
- Gómez Bernal Alonso, Juárez García Hugón y Gama García Andrés (2007). *Amplificación Sísmica en Chilpancingo, Guerrero*. Reporte de Investigación No. 456, *Universidad Autónoma Metropolitana*.
- Gómez-Masso A., Lysmer J., Chen J. C. y Seed H.B. (1983). "Soil structure interaction with Rayleigh waves", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 11, J. Wiley and Sons.
- González-Ruiz J. R. y McNally K. C. (1988). "Stress accumulation and release Since 1882 in Ometepc, Mexico: Implications for Failure and Risk Assessments of a Seismic Gap", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B6, pp. 6297-6317, June 10, 1988.
- Guinto Herrera E. R., Sordo E., Arroyo R. y Gama A. (1997). "Estudio de la respuesta sísmica local para la ciudad de Chilpancingo, Guerrero", *Memorias del XI CNIS*, Veracruz, México.
- Gutenberg B. y Richter C. F. (1942). "Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 32, pp. 163-191.
- Gutenberg B. y Richter C. F. (1944). "Frequency of Earthquakes in California", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 34, No. 4, pp. 1985-1988.
- Gutenberg B. y Richter C. F. (1954). *Seismicity of the Earth and Related Phenomena*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 310 p.
- Gutenberg B. y Richter C. F. (1956). "Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 46, pp. 105-195.
- Hanks T. C. y McGuire R. K. (1981). "The character of high-frequency strong ground motion", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, pp. 2071-2095.
- Hershberger J. (1956). "A comparison of earthquake accelerations with intensity ratings", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 46, pp. 317-320.
- Haskell N. A. (1953). "The dispersion of surface wave on multilayered media", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 43, pp. 17-34.
- Hisada T. y Ando H. (1976). "Relation between duration of earthquake ground motion and the magnitude", *Kajima Institute of Construction Technology*
- Horiike M. (1985). "Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure Down to the basement in urbanized areas", *Journal Physics of the Earth*, 33, pp. 59-96.
- Humphrey J. R. Jr. y Anderson J. G. (1994). "Seismic source parameters from the Guerrero subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, pp. 1754-1769.
- Idriss I. M. (1985). "Evaluating seismic risk in engineering practice", *Proceedings of 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, San Francisco, Vol. 1, pp. 255-320.
- Idriss I. M. (1990). "Response of soft soil sites during earthquake", *Proceedings, H. Bolton Seed Memorial Symposium*, BiTech Publisher, Vancouver, British Columbia, Vol. 2, pp. 273-289.

- Idriss I. M. (1991). "Earthquake ground motion at soft soil sites", *Proceedings, 2th International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamic*, Vol. III, pp. 2265-2271.
- Idriss I. M. y Sun J. I. (1992). *SHAKE91: a computer program for conducting equivalent linear seismic response analysis horizontally layered soil deposits*, User's Guide, University of California, Davis, 13 p.
- Iglesias A., Singh S. K., Lowry A.R., Santoyo M., Kostoglodov V., Larson K. M., Franco-Sánchez S. I. y Mikumo T. (2003). "The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, México (Mw=7.6): inversion of slip on the plate interface and some implications", *Enviado a Earth and Planetary Science Letters*.
- Irikura K. (1986). "Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function", *Proc. 7th Japan Earthquake Eng. Symp.*, pp. 151-156 (en Japonés).
- Iwata T. y Irikura K. (1988). "Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence", *Journal Physics of the Earth*, Vol. 36, pp. 155-184.
- Kagawa T. (1996). "Estimation of Velocity Structures beneath México City using Microtremor Array data", *Proceeding of the 11th WCEE*, Acapulco, Guerrero, México.
- Kamae K. y Irikura K. (1998). "Source model of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake and simulation of near source ground motion", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 88, pp. 400-412.
- Kamae K., Irikura K. y Fukuchi Y. (1991). "Prediction of strong ground motion using a semi-empirical technique", *11th SMIRT*, Tokyo, pp. 45- 50.
- Kanai K. (1957). "Semi-empirical formula for the seismic characteristic of the ground", *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Tokyo University, Vol. 35, pp. 308-325.
- Kanamori H. y Anderson D. (1975). "Theoretical basis of some empirical relation in seismology", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, pp. 1073-1095.
- Kanamori H. (1977). "The energy release in great earthquakes", *Journal Geophysical Research*, Vol. 82, pp. 2981-2987.
- Kawase H. y Aki K. (1989). "A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh wave with special reference to the long duration observed in Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, No. 5, pp. 1361-1382.
- Kawase H. (2005). "Site effects separated from the observed strong motion data of KNET, KiK-net and JMA network and their relationship with averaged S-wave velocity structures", *Proc. ISSE*, Kobe, 2005, Vol. 1, pp. A-205-A-214.
- King J. L. y Tucker B. E. (1984). "Dependence of sediment-filled valley response on the input amplitude and the valley properties", *Bulletin of the Seismological Society of Am.*, Vol. 74, No. 1, pp. 153-165.
- Kobayashi H., Seo K. y Midorikawa S. (1986). *Report on seismic microzoning studies of the Mexico earthquake of september 19, 1985. Part 2. Estimated strong ground motions in the Mexico City due to the Michoacan, Mexico, earthquake of September 19, 1985 based on characteristics of microtremor*, Reporte interno del Instituto Tecnológico de Tokio, Japón.
- Kostoglodov V. y Pacheco J. F. (1999). *Cien años de sismicidad en México*, Instituto de Geofísica de la UNAM y Servicio Sismológico Nacional.
- Kramer Steven L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice-Hall.
- Klügel Jens-Uwe (2008). "Seismic Hazard Analysis-Quo vadis?", *ELSEVIER. Earth-Science Reviews*.
- Klügel Jens-Uwe (2006a). "Procedure for the evaluation of damaging effects of earthquakes", IAEA Specialist meeting on the Seismic Probabilistic Safety Assessment of Nuclear Facilities, Seogwipo, Jeju Island, Korea. OECD.
- Klügel Jens-Uwe (2006b). "A Procedure for Probabilistic Scenario-Based Seismic Risk Analysis for Critical Infrastructures-Method and Application for a Nuclear Power Plant", Poster GC41B-1054, AGU Fall Meeting, San Francisco, December 11-15.
- Klügel Jens-Uwe (2006c). "Lesson learned from seismic PSA Level 1 and Level 2 at NPP Goesgen", IAEA Specialist meeting on the Seismic Probabilistic Safety Assessment of Nuclear Facilities, Seogwipo, Jeju Island, Korea. OECD.

- Klügel Jens-Uwe (2006d). "Data analysis for the evaluation of parameters of the temporal and spatial frequency distribution of earthquake recurrence around the Goesgen site", *KKG-report*, BER-D-23274, página 79.
- Klügel Jens-Uwe (2007a). "Error inflation in probabilistic seismic hazard analysis", *Engineering Geology* 90, pp. 186-192.
- Klügel Jens-Uwe (2007b). "How to eliminate non-damaging earthquake from the results of the probabilistic seismic hazard analysis (PSHA)-A comprehensive procedure with site specific application", *SMIRT 19*, Toronto, paper # 1142.
- Lermo Javier y Chávez-García Francisco J. (1993). "Site effect evaluation using spectral ratios with only one station", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, pp. 1574-1594.
- Lermo J. y Chávez-García F. J. (1994). "Site effect evaluation at Mexico City. Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 13, pp. 413-423.
- Lermo J., Rodríguez M. y Singh S. K. (1987). "Observaciones de micotremores y su aplicación en la ingeniería sísmica", *VII congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, SMIS, Querétaro, Qro.
- Lermo J., Rodríguez M. y Singh S. K. (1988). "Natural periods of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data", *Earthquake Spectra*, Vol. 4, pp. 805-814.
- Lomnitz-Adler J. y Lomnitz C. (1979). "A modified form of the Gutenberg-Richter magnitude-frequency law", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 63, pp. 1999-2003.
- López C. C., Molina S., Giner J. J. y Delgado J. (2000). "Magnitude-Intensity Relationships in the Ibero-Magrebhian Region". *Natural Hazards*, 22, pp. 271-297, *Kluwer Academic Publishers*. Netherlands.
- Lozano L., Herraiz M. y Singh S. K. (2009). "Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 29, pp. 504-516.
- Martínez A. y Javier C. (1987). *Isosistas del macrosismo del 19 de septiembre de 1985*, N° 504, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Matsushima, S., y H. Kawase, 2000, "Multiple asperity source of the Hyogo-ken Nanbu earthquake of 1995 and strong motion simulation in Kobe", *J. Struct. Constr. Eng., AIJ*, Vol. 534, pp. 33-40. (En Japonés con resumen en Inglés).
- Matsunami K., Zhang W., Irikura K. y Xie L. (2003). "Estimation of seismic site response in the Tangshan area, China, using deep underground records", *Bulletin of the Seism. Soc. Am.*, 93, pp. 1065-1078.
- Matsushima T. y Okada H. (1990). "Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors", *BUTSURI-TANSA*, Vol. 43-1, pp. 21-33.
- McCann M. W. y Shah H. C. (1979). "Determining strong motion duration of earthquake", *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 69, No. 4, pp. 1253-1265.
- McGuire R. K. y Hanks T. C. (1980). "RMS acceleration and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, pp. 1907-1919.
- McGuire R. K. (2001). "Deterministic vs. Probabilistic earthquake hazard and risks", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, pp. 377-384.
- Merz H. A. y Cornell C. A. (1973a). "Seismic risk based on a quadratic magnitude-frequency law", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 6, pp. 1949-2006.
- Miyake H., Iwata T. y Irikura K. (2003). "Source characterization for broadband ground motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, pp. 2531-2545.
- Moya A., Schmidt V., Segura C., Boschini I. y Atakan K. (2000). "Empirical evaluation of site effects in the metropolitan area of San José, Costa Rica.", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 20, pp. 177-185.
- Moya A. e Irikura K. (2003). "Estimation of site effects and Q factor using a referente event", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, pp. 1730-1745.

- Nakamura Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface", *Q. Rev. RTRI*, Vol. 30, pp. 25-33.
- Nakayama W. *et al.*, (2004). "Seismic Risk Analysis for city gas network in Southern Kanto area, Japan", *13th WCEE*, Vancouver, B. C., Canada.
- Neumann F. (1958). "Damaging earthquake and blast vibrations in the trend in engineering", *University of Washington*, Seattle, pp. 5-28.
- Newmark N. M. y Rosenblueth E. (1971). *Fundamentals of Earthquake Engineering*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 640 p.
- Newmark, N. M. y Hall, W. J. (1973). "Procedures and criteria for earthquake-resistant design", *Building Practices for Disaster Mitigation*, Washington, D. C., Building Science Series 46, U. S. Department of Commerce, pp. 209-236.
- Nishenko S. P. y Singh S. K. (1987). "Conditional probabilities for the recurrence of large and great interpolate earthquakes along the Mexican subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, No. 6, pp. 2095-2114, December 1987.
- Nogoshi, M. y Igarashi T. (1971). "On the amplitude characteristics of microtremors (Part 2)". Zisin J. (*Seism. Soc. Japan*), Vol. 24, pp. 26-40, (en japonés con resumen en inglés)
- Oliveira C. S., Roca A. y Goula X. (2006). "Assessing and Managing Earthquake Risk", *Geo-Scientific and Engineering Knowledge for Earthquake Risk Mitigation: Developments, Tools, Techniques*, Edit. Springer.
- Ordaz M., Jara J. M. y Singh S. K. (1989). "Riesgo sísmico y espectros de diseño en el Estado de Guerrero", *Memorias del VIII CNIS*, Acapulco, Guerrero, México, pp. D40-D56.
- Ordaz Mario y Singh Shri Krishna (1992). "Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico city", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, No. 1, pp. 24-43, February 1992.
- Ortiz M., Singh S. K., Kostoglodov V. y Pacheco J. (2000). "Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by tsunami and uplift records", *Geofísica Internacional* (2000), Vol. 39, Núm. 4, pp. 337-348.
- Panza G. F. *et al.*, (2008). "Recent achievements of the neo-deterministic seismic hazard assessment in the CEI region", *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization and International Atomic Energy Agency*.
- Ramírez-Centeno M., Martín R., Calvillo F., Suárez O., Ramos A., López G., Vivero G. y Ruiz Sandoval M. (1997). "Mapa de curvas de isoperiodo de la zona metropolitana de Guadalajara, Jalisco", *XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Veracruz, Veracruz.
- Reid H. F. (1910). "The California Earthquake of April 18, 1906", Publication 87, Vol. 21, *Carnegie Institute of Washington*, D. C.
- Reid H. F. (1911). "The elastic rebound theory of earthquake", *Bulletin of Department of Geology*, University of Berkeley, Vol. 6, pp. 413-444.
- Reinoso E. (1991). "Efectos sísmicos locales en el valle de México: amplificación en la zona lacustre", *IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Manzanillo, Colima, México, Vol. 2, pp. 224-236.
- Reinoso E. y Lermo J. (1991). "Periodos del suelo del valle de México medidos en sismos y con vibración ambiental", *IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Manzanillo, Colima.
- Reinoso E. y Ordaz M. (2001). "Duration of strong ground motion during Mexican earthquakes in terms of magnitude, distance to the rupture area and dominant site period", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 30, pp. 653-673.
- Reiter L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis—Issues and Insights*, Columbia University Press, New York, 254 p.
- Reyes C., Miranda E. y Ordaz M. (1999). "Ley de atenuación espectral para estimar el espectro de respuesta de aceleraciones en la estación CU", *XII CNIS*, Morelia, Mich., México.
- Richter C. F. (1958). *Elementary Seismology*. W. H. Freeman, San Francisco.
- Riddell R. (2007). "On Ground Motion Intensity Indices", *Earthquake Spectra*, Vol. 23, No. 1, pp. 147-173

- Sabetta F. y Pugliese A. (1996). "Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions", *Bull. of the Seismological Soc. of Am.*, Vol. 86, No 2, pp. 337-352.
- Sánchez Sesma F. J. (1983). "Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, pp. 1621-1636.
- Sánchez-Sesma F. y Campillo M. (1993). "Topographic effects for incident P, SV, and Rayleigh waves", *Tectonophysics*, Vol. 218, No. 1-3, pp. 113-125.
- Saragoni G. R., Astroza M. y Ruiz S. (2004). "Comparative study of subduction earthquake ground motion of north, central and south America", *13th WCEE*, Vancouver, B. C., Canada.
- Schwartz D. P. y Coppersmith K. J. (1984). "Fault behavior and characteristic earthquake: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7, pp. 5681-5698.
- Schwartz D. P. (1988). "Geology and seismic hazard: moving into the 1990s", *Proceedings, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, Geotechnical Special Publication 20, ASCE, New York, pp. 1-42.
- Shah H. C., Mortgat C. P., Kiremidjian A. S. y Zsutty T. C. (1975). *A study of Seismic Risk for Nicaragua, Part I*, Report 11, The Jonh A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Stanford, California.
- SEAOC (1995). "VISION 2000 Report on performance based seismic engineering of buildings", Structural Engineers Association of California, Sacramento.
- SEAOC (1995). "A framework for performance based design", Structural Engineers Association of California. VISION 2000 Committee, California.
- Seed H. B., Muraraka R., Lysmer J. e Idriss I. M. (1976). "Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site condition for moderately strong earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 66, pp. 1323-1342.
- Singh S. K., Astiz L. y Havskov J. (1981). "Seismic Gaps and Recurrence Periods of Large Earthquakes Along the Mexican Subduction Zone: A Reexamination", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 3, pp. 827-843.
- Singh S. K., Rodríguez M. y Esteva L. (1983). "Statistics of small earthquake and frequency of occurrence of large earthquake along the Mexican subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, pp. 1779-1796.
- Singh S. K., Rodríguez M. y Espíndola J. M. (1984). "A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 74, No. 1, pp. 267-279.
- Singh S. K., Mena E. y Castro R. (1988). "Prediction of peak horizontal ground motion parameter in Mexico City from coastal earthquakes", *Geofísica Internacional*, Vol. 27-1, 1988, pp. 111-129.
- Singh S. K., Lermo J., Domínguez T., Ordaz M., Espinosa J. M. y Mena E. (1988). "A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site", *Earthquake Spectra*, Vol. 4, pp. 653-673.
- Singh S. K., Suárez G. y Domínguez T. (1985). "The Oaxaca, Mexico earthquake of 1931: lithospheric normal faulting in the subducted Cocos plate", *Nature*, 317, pp. 56-58.
- Singh S. K., Ordaz M., Quaas R. y Mena E. (1989). "Estudio preliminar de la fuente del temblor del 25 de abril de 1989 (Ms=6.9) a partir de datos de movimientos fuertes", *Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, Memorias, Reunión anual, Acapulco, Guerrero.
- Singh S. K. y Ordaz M. (1994). *Sismicidad y movimientos fuertes en México: una visión actual*, Cuadernos de Investigación No. 18, Julio de 1994, Ed. CENAPRED, México, 60 p.
- Singh S. K., Ordaz M., Pacheco J. F., Alcántara L., Iglesias A., Alcocer S., Garçía D., Pérez-Campos X., Valdez C. y Almora D. (2007). "A report the Atoyac, Mexico, Earthquake of 13 April 2007 (M_w 5.9)", *Seismological Research Letters*, Volume 78, Number 6, November-December 2007.
- Somerville P., Sato T., Toru I., Collins N., Dan K. y Hiroyuki F. (2002). "Characterizing subduction earthquake slip model for the prediction of strong motion", *Proc. of the 11th Symp. of Earthq. Eng.*, pp. 163-166 (en Japonés).

- Somerville P. y Moriwaki Y. (2003). "Seismic Hazards and Risk Assessment in Engineering Practice", *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Vol. 81B, pp. 1065-1080.
- Sordo Zabay E., Gómez B. A., Juárez G. H., Gama G. A., Guinto H. E. R., Whitney R. A., Vera R., Mendoza E. y Alonso G. (1996). "El sismo de Ometepec del 14 de septiembre de 1995", *X CNIE*, Mérida Yucatán.
- Suárez G., Monfret T., Wittlinger G. y David C. (1990). "Geometry of the Subduction and Depth of the Seismogenetic Zone in the Guerrero Gap, Mexico", *Nature* 345, pp. 336-338.
- Suzuki, W., T. Iwata, K. Asano, y N. Yamada (2005). "Estimation of the source model for the foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes and strong ground motion simulation of the hypothetical Tonankai earthquake using the empirical Green's function method", *Earth Planets Space*, Vol. 57, pp. 345-350.
- Tento A. L., Franceschina L. y Marcellini A. (1992). "Expected Ground Motion Evaluation for Italian Sites", *Proc., Tenth World Conf. Earthq., Madrid*, Vol. 1, pp. 489-494.
- Tokimatsu K., (1997). "Geotechnical site characterization using surface waves", *Earthquake Geotechnical Engineering*, Ishihara (ed.), 1997, Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5410578X. April 18, 1906, Publication 87, Vol. 21, Carnegie Institute of Washington, Washington, D. C.
- Toro G. R., Abrahamson N. A. y Schnieder J. F. (1997). "Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates and Uncertainties", *Seismological Research Letters*, Vol. 68, pp. 41-57.
- Trifunac M. D. y Brady A. G. (1975). "On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, No. 1, pp. 139-162.
- Trifunac M. D. (1976). "Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude source-to-station distance and recording site condition", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, pp. 1343-1373.
- Tsujiura M. (1978). "Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes", *Bulletin Earthquake Research Institute Tokyo University*, 53, pp. 1-48.
- Tucker B. y King J. L. (1984). "Dependence of sediment filled valley response on input amplitude and valley properties", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, pp. 153-166.
- U. S. Geological Survey, <http://www.usgs.gov/>
- Vázquez R. R., Aguirre G. J., Mijarez A. H., Garduño M. V. y Arreygue R. E. (2005). "Estudio de microtemores para la ciudad de Uruapan aplicando el método SPAC", *XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, México, D. F.
- Vázquez R. R., Aguirre J., Garduño V. H., Mijares H., y Arreygue E. (2005). "Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán", *Memorias XV CNIS*, México, D. F.
- Vázquez R. R., Aguirre J., Mijares H., Garduño V. H. y Arreygue E. (2003). "Propuesta de Microzonificación Sísmica para la Ciudad de Uruapan", *Memorias XIV CNIS*, León, Guanajuato.
- Wald D. J., Quitoriano V., Heaton T. y Kanamori H. (1999). "Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California", *Earthquake Spectra*, Vol. 15, No. 3, pp. 558-564.
- Youngs R. R. y Coppersmith K. J. (1985). "Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard assessments", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, No. 4, pp. 939-964.
- Youngs R. R., Chiou S. J., Silva W. J. y Humphrey J. R. (1997). "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes", *Seismological Research Letters*, V. 68, pp. 58-73.
- Zúñiga F. R., Gutiérrez C., Nava E., Lermo J., Rodríguez M. y Coyoli R. (1993). "Aftershocks of the San Marcos Earthquake of April 25, 1989 (Ms=6.9) and Some implications for the Acapulco-San Marcos, México", *Seismic Potencial. Pure and Applied Geophysics*, Vol. 140, pp. 287-300.
- Zúñiga F. Ramón y Wyss Max (2001). "Most- and Least-Likely Location of Large to Great Earthquakes along the Pacific Coast of Mexico Estimated from Local Recurrence Times Base don b- Values", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 6, pp. 1717-1728. December 2001.

LISTA DE TABLAS Y FIGURAS

| | |
|--|-----|
| Tabla 4.1. Modelos estratigráficos calculados con SPAC para los arreglos 1 y 2 | 37 |
| Tabla 5.1. Sismicidad histórica del estado de Guerrero (S. K. Singh, L. Astiz, y J. Havskov, 1981; Kostoglodov y Pacheco, 1999) | 43 |
| Tabla 5.2. Fuentes sísmicas que generan peligro sísmico para la ciudad de Chilpancingo (Tomada de Zúñiga <i>et al.</i> , 1993 y de Nishenko y Singh, 1987) | 45 |
| Tabla 6.1. Daños por sismo observados en la ciudad de Chilpancingo. Las IMM con * fueron asignadas a Chilpancingo. Modificada de Gómez Bernal <i>et al.</i> , (1999) | 52 |
| Tabla 6.2. Características de las estaciones acelerométricas localizadas en la ciudad de Chilpancingo | 53 |
| Tabla 6.3. Aceleraciones máximas absolutas (cm/s^2) registradas en el valle de Chilpancingo de sismos con $M \geq 4.5$ | 54 |
| Tabla 6.4. Sismos registrados en las estaciones CHI1 y RICC (suelo sedimentario) | 58 |
| Tabla 6.5. Sismos registrados en la estación CHIL y PTQL (suelo firme) | 61 |
| Tabla 7.1. Características de los sismos usados en este estudio | 72 |
| Tabla 7.2. Datos usados para estimar las relaciones entre IMM y PGA ó PGV | 72 |
| Tabla 7.3. Valores comparativos de las relaciones IMM Vs PGA y PGV | 78 |
| Tabla 8.1. Características de los sismos registrados en Chilpancingo | 84 |
| Tabla 8.2. Localización de los vértices de los triángulos equiláteros del arreglo 1 y 2 | 91 |
| Tabla 8.3. Modelo estratigráfico del sitio SM1-CU | 95 |
| Tabla 8.4. Sismos registrados en suelo sedimentario de Chilpancingo | 98 |
| Tabla 8.5. Sismos registrados en el valle de Chilpancingo y las direcciones de PGA | 99 |
| Tabla 8.6. Intensidades principales de los acelerogramas de los sismos más intensos registrados en los últimos 15 años en el valle de Chilpancingo | 100 |
| Tabla 8.7. Intensidades principales por segmento (PRE: pre-evento, INT: intenso y POST: post-evento) | 102 |
| Tabla 9.1. Características de las fuentes sísmicas identificadas y valoradas | 112 |
| Tabla 9.2. Aceleración máxima absoluta horizontal en suelo sedimentario en la ciudad de Chilpancingo | 115 |
| Tabla 9.3. Aceleración máxima absoluta horizontal en suelo firme en la ciudad de Chilpancingo | 116 |
| Tabla 9.4. Resumen comparativo de los procedimientos de evaluación del peligro sísmico, APSP, APSD y APSND (Tomada de Panza <i>et al.</i> , 2008) | 117 |
| Tabla 9.5. Características de los sismos usados como función de Green(semilla) en las diferentes fuentes sísmicas para simular sismos sintéticos | 122 |
| Tabla 9.6. Datos de sismos sintéticos de las diferentes fuentes sísmicas y PGA estimadas | 127 |
| Tabla 9.7. Características y resultados del área de ruptura (aspereza máxima) de Guerrero Central | 130 |
| Tabla 9.8. Tiempos de recurrencia local e históricos de las diferentes fuentes sísmicas | 133 |
| Tabla 9.9. Valores de los parámetros para calcular los espectros | 137 |
| Figura 1.1. Localización geográfica de la ciudad de Chilpancingo de los Bravo, Guerrero (Tomada de Google Earth). | 6 |
| Figura 1.2. Mapa y secciones geológicas de la región de Chilpancingo modificado de Duke y Leeds (1959). | 7 |
| Figura 1.3. Espectros de respuesta elástica observados en suelo sedimentario de Chilpancingo (CHI1) y la ciudad de México (SCT) del sismo del 19/09/1985. | 8 |
| Figura 2.1. Esquema del procedimiento a seguir para valorar el peligro sísmico. | 18 |
| Figura 3.1. Subprovincias Geológicas del Estado de Guerrero pertenecientes a la provincia de la Sierra Madre del Sur. | 19 |
| Figura 3.2. Mapa geológico geomorfológico y secciones geológicas del subsuelo del valle de Chilpancingo. (Modificado de Geoservicios, 1988). | 21 |
| Figura 3.3. Ubicación y perfil estratigráfico de los sondeos realizados en el área urbana. | 22 |
| Figura 3.4. Perfil de velocidad de la onda de cortante obtenido del estudio Down-Hole realizado en el sondeo SM1-CU (Goevisa, 1998). | 24 |
| Figura 3.5. Variaciones del módulo de rigidez y del porcentaje de amortiguamiento crítico según Idriss y Sun, (1992). (Tomada de Gómez Bernal <i>et al.</i> , 2007). | 25 |
| Figura 3.6. Ciclos histeréticos obtenidos de pruebas triaxiales realizadas a dos muestras del sondeo SM1-CU. (Tomada de Gómez Bernal <i>et al.</i> , 2007). | 26 |
| Figura 3.7. Mapa topográfico de la región de Chilpancingo (cortesía de INEGI, 2009). | 27 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.1. Esquema del arreglo individual de cuatro estaciones de Aki (1957). | 31 |
| Figura 4.2. Planteamiento esquemático para obtener el modelo estructural (estratigrafía) del subsuelo con el método SPAC. | 31 |
| Figura 4.3. Ubicación de los arreglos 1 y 2 en la ciudad de Chilpancingo. Disposición de las estaciones en cada arreglo. | 32 |
| Figura 4.4. Componentes verticales de microtemores para el triángulo equilátero de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2. | 33 |
| Figura 4.5. Espectros de potencia del triángulo de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2. | 33 |
| Figura 4.6. Correlaciones calculadas para 21 ventanas de 81.92 s de los triángulos de 75 m del arreglo 1, y de 95 m del arreglo 2. | 34 |
| Figura 4.7. Coeficiente de autocorrelación para el triángulo de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2. | 34 |
| Figura 4.8. Velocidades de fase de los triángulos de 75 m del arreglo 1 y de 95 m del arreglo 2. | 35 |
| Figura 4.9. Velocidades de fase observadas de las ondas Rayleigh de los diferentes triángulos del arreglo 1 y 2. | 35 |
| Figura 4.10. Curva de dispersión de velocidades de fase del modo fundamental de las ondas Rayleigh del arreglo 1 y 2 observada y teórica. | 36 |
| Figura 4.11. A la izquierda perfil de ondas de cortante estimado con el SPAC en el arreglo 1, a la derecha modelo geológico inferido. | 37 |
| Figura 4.12. A la izquierda perfil de ondas de cortante calculado con el SPAC en el arreglo 2, a la derecha modelo geológico inferido. | 37 |
| Figura 5.1. Placas Tectónicas de la República Mexicana y mecanismos focales (Tomada de V. Kostoglodov y J. F. Pacheco, 1999). | 40 |
| Figura 5.2. Estructura de la zona de Subducción y localización de sismos profundos en México (Tomada de V. Kostoglodov y J. F. Pacheco, 1999). | 41 |
| Figura 5.3. Localización y áreas de ruptura de los sismos más importantes ocurridos en México (Tomada de V. Kostoglodov y J. F. Pacheco, 1999). | 42 |
| Figura 5.4. Localización de epicentros de la sismicidad histórica del Estado de Guerrero, de los siglos XIX y XX, de la tabla 5.1. | 44 |
| Figura 5.5. Esquema para caracterizar la fuente sísmica. | 47 |
| Figura 6.1. Localización en el valle de Chilpancingo de las estaciones acelerométricas de acuerdo al mapa geológico. | 53 |
| Figura 6.2. Varias medidas de distancia usadas en relaciones de atenuación del movimiento fuerte (Kramer, 1996). | 57 |
| Figura 6.3. Magnitud (M_w) Vs distancia hipocentral (km) de acuerdo a la tabla 6.4. | 58 |
| Figura 6.4. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.4). | 59 |
| Figura 6.5. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.5). | 59 |
| Figura 6.6. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.6). | 60 |
| Figura 6.7. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.7). | 60 |
| Figura 6.8. Magnitud (M_w) vs distancia hipocentral (km) de acuerdo a la tabla 6.5. | 61 |
| Figura 6.9. Modelo de atenuación correspondiente al funcional de la ecuación (6.4) para suelo firme. | 62 |
| Figura 6.10. Modelos de atenuación probados para suelo sedimentario de Chilpancingo. | 63 |
| Figura 6.11. Comparativa de modelos de atenuación para suelo sedimentario de Chilpancingo. | 63 |
| Figura 6.12. Comparativa de modelos de atenuación para suelo firme. | 64 |
| Figura 6.13. Espectros estimados (5%) en suelo firme (roca) considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción). | 65 |
| Figura 6.14. Espectros estimados (5%) en suelo firme considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción y profundos). | 65 |
| Figura 6.15. Espectros estimados (5%) en suelo firme para un sismo de magnitud 7.3 generado a diferentes distancias hipocentrales (sismos de subducción). | 66 |
| Figura 6.16. Espectros estimados (5%) en suelo sedimentario considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción). | 66 |
| Figura 6.17. Espectros estimados (5%) en suelo sedimentario considerando el hipocentro a 90 km de Chilpancingo (sismos de subducción y profundos). | 67 |
| Figura 6.18. Espectros estimados (5%) en suelo sedimentario para un sismo de magnitud 8.1 generado a diferentes distancias hipocentrales (sismos de subducción). | 67 |

| | |
|---|----|
| Figura 7.1. Isosistas según Figueroa (1986), e isoaceleraciones del sismo del 14 de marzo de 1979. | 70 |
| Figura 7.2. Isosistas según Figueroa (1986), e isoaceleraciones del sismo del 24 de octubre de 1980. | 70 |
| Figura 7.3. Isosistas según Figueroa (1986,) e isoaceleraciones del sismo del 7 de junio de 1982. | 70 |
| Figura 7.4. Isosistas según Martínez y Javier (1987), e isoaceleraciones del sismo del 19/09/1985. | 70 |
| Figura 7.5. Isosistas e Isoaceleraciones del sismo del 21 de septiembre de 1985. | 71 |
| Figura 7.6. Isosistas e isoaceleraciones del sismo del 25 de abril de 1989. | 71 |
| Figura 7.7. Isosistas según Sordo et al., 1996 e isoaceleraciones del sismo del 14 de septiembre de 1995. | 71 |
| Figura 7.8. Isosistas según CENAPRED e isoaceleraciones del sismo del 15 de junio de 1999. | 71 |
| Figura 7.9. Isosistas según CENAPRED e isoaceleraciones del sismo del 30 de septiembre de 1999. | 72 |
| Figura 7.10. Datos usados en este estudio. Intensidad de Mercalli Modificada vs Aceleración máxima (izquierda), y vs Velocidad máxima (derecha). | 76 |
| Figura 7.11. Relaciones entre Intensidad de Mercalli Modificada y Aceleración máxima (izquierda), y con la velocidad máxima (derecha). | 77 |
| Figura 7.12. Grafica comparativa de las relaciones entre IMM y PGA (izquierda) y PGV (derecha) de este estudio, Trifunac y Brady (1975) y Wald et al. (1999). | 77 |
| Figura 7.13. Espectros de respuesta (5%) observados en las estaciones CHI1 y RICC (suelo sedimentario). | 78 |
| Figura 7.14. Espectros de respuesta calculados (5%), que predicen la respuesta del suelo sedimentario para diferentes IMM. | 79 |
| Figura 8.1. Condiciones del relieve topográfico y crecimiento urbano que prevalecen en la Ciudad de Chilpancingo. | 81 |
| Figura 8.2. Comparativa de los acelerogramas (NS), del sismo del 14/09/1995 registrado en CHIL (suelo firme), en RICA (suelo) y en RICC (suelo sedimentario). | 82 |
| Figura 8.3. Espectros de respuesta elástica (NS) del sismo del 14/09/1995 registrados en los sitios CHIL, RICA y RICC simultáneamente. | 82 |
| Figura 8.4. Comparativa de los acelerogramas (EO), del sismo del 15/06/1999 registrado en CHIL (suelo firme), en RICA (suelo) y en RICC (suelo sedimentario). | 83 |
| Figura 8.5. Espectros de respuesta elástica (EO) del sismo del 15/06/1999 registrados en los sitios CHIL, RICA y RICC simultáneamente. | 83 |
| Figura 8.6. Espectros de respuesta elástica observados en CHI1 (suelo sedimentario). | 85 |
| Figura 8.7. Espectros de respuesta elástica observados en RICC (suelo sedimentario). | 86 |
| Figura 8.8. Espectros de respuesta elástica observados en RICA (suelo). | 86 |
| Figura 8.9. Espectros de respuesta elástica observados en CHIL (suelo firme). | 87 |
| Figura 8.10. Espectros de respuesta (normalizados con respecto a la pseudoaceleración máxima del suelo) observados en CHIL. | 87 |
| Figura 8.11. Espectros de respuesta (normalizados con respecto a la pseudoaceleración máxima del suelo) observados en RICA. | 88 |
| Figura 8.12. Espectros de respuesta (normalizados con respecto a la pseudoaceleración máxima del suelo) observados en RICC. | 88 |
| Figura 8.13. Cociente espectral observado en CHIL (suelo firme). | 89 |
| Figura 8.14. Cociente espectral observado en RICA (suelo). | 90 |
| Figura 8.15. Cociente espectral observado en RICC (suelo sedimentario). | 90 |
| Figura 8.16. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación RICC. | 90 |
| Figura 8.17. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación CHIL. | 91 |
| Figura 8.18. Cocientes espectrales medidos en la Unidad Académica de Derecho de la UAG, en la Av. Circunvalación (frente a la SCT) y en la calle S/N (frente a la Secundaria José Agustín Ramírez). | 92 |
| Figura 8.19. Cocientes espectrales medidos en la calle G. N. Ramírez (cruce calle Nacional), en la Secretaría de Desarrollo Rural del Gobierno del Estado de Guerrero y en la calle Francisco Villa. | 92 |
| Figura 8.20. Cocientes espectrales medidos en la Av. Vicente Guerrero (frente a la Alameda), en la cerrada de Aurora Elizundia de Calvo y en Paseo Alejandro Cervantes Delgado esquina Av. Nicolás Catalán. | 92 |
| Figura 8.21. Cocientes espectrales medidos en la Av. Cuauhtémoc esquina con calle Belisario Domínguez, en la calle Andrés Quintana Roo y en la calle Izazaga esquina con Mier y Terán. | 92 |

| | |
|--|-----|
| Figura 8.22. Ubicación geológica, periodo y amplificación máxima de los 12 sitios, donde se calculó el cociente espectral H/V con la técnica HVNR. | 93 |
| Figura 8.23. Funciones de transferencia empíricas observadas en RICC/CHIL. | 94 |
| Figura 8.24. Proceso de refracción que produce la propagación casi vertical cerca de la superficie del suelo. | 95 |
| Figura 8.25. Función de transferencia teórica obtenida con el SM1-CU. | 95 |
| Figura 8.26. Funciones de transferencia teóricas de los modelos M1 y M2 del sismo del 14 de septiembre de 1995 ($M_w=7.2$). | 96 |
| Figura 8.27. Espectros de respuesta de aceleración y velocidad (5%) registrados componente NS (RICC y CHIL) y calculado (modelo M1) del 14 de septiembre de 1995 ($M_w=7.2$). | 97 |
| Figura 8.28. Mapa de la localización de los epicentros de los sismos estudiados. | 98 |
| Figura 8.29. Direcciones acimutales, de PGA y principales de la Intensidad máxima en las estaciones CHIL, RICC y RICA, para los sismos señalados en la figura 8.25. | 101 |
| Figura 8.30. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación RICC, al rotar los ejes 46 grados (LONG, TRANSV). | 103 |
| Figura 8.31. Promedios de los Cocientes Espectrales con la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en la estación CHIL, al rotar los ejes 46 grados (LONG, TRANSV). | 104 |
| Figura 8.32. Comparación de los cocientes espectrales promedio de los sitios RICC y CHIL entre los H/V obtenidos sin girar y girando los registros. | 104 |
| Figura 8.33. Promedio de las Funciones de Transferencia RICC/CHIL; y comparación con los Cocientes Espectrales Promedio H/V. | 105 |
| Figura 9.1. Diagrama de flujo para realizar un análisis determinista (escenarios del movimiento del suelo). | 108 |
| Figura 9.2. Diagrama de flujo para realizar un análisis de peligro sísmico probabilista. | 111 |
| Figura 9.3. Ubicación de las fuentes sísmicas que generan peligro para la Ciudad de Chilpancingo. | 113 |
| Figura 9.4. Variación de la aceleración horizontal máxima absoluta con la distancia en suelo sedimentario de Chilpancingo, para diferentes magnitudes, para sismos de subducción. | 114 |
| Figura 9.5. Variación de la aceleración máxima absoluta horizontal con la distancia en suelo sedimentario de Chilpancingo, para magnitudes de 7.0 y 7.1, para sismos profundos. | 114 |
| Figura 9.6. Variación de la aceleración horizontal máxima absoluta con la distancia para suelo firme en Chilpancingo. | 115 |
| Figura 9.7. Variación de la aceleración horizontal máxima absoluta con la distancia para suelo firme en Chilpancingo, para magnitudes de 7.0 y 7.1, para sismos profundos. | 116 |
| Figura 9.8. Inconsistencia de la tasa media anual de excedencia determinada de datos de sismicidad y de datos geológicos. (Tomada de Kramer, 1996). | 118 |
| Figura 9.9. Diagrama de flujo para evaluar la sismicidad de la fuente sísmica. | 119 |
| Figura 9.10. Modelo de falla finita usada en el método de las funciones de Green empíricas. | 122 |
| Figura 9.11. Área de ruptura (área de la mayor aspereza) del sismo probable de mayor magnitud correspondiente a la simulación de las fuentes OM, ASM, GC y PE, proyectadas sobre el plano horizontal. | 123 |
| Figura 9.12. Modelos de falla finita para las diferentes fuentes sísmicas estudiadas de acuerdo al máximo sismo esperado en cada una de ellas, los números o letras son probables inicios de ruptura. | 124 |
| Figura 9.13. Mecanismo focal utilizado en las simulaciones. Acimut de la falla Φ , echado de la falla δ y ángulo de deslizamiento λ . | 124 |
| Figura 9.14. Corte vertical de la fuente sísmica Guerrero Central donde se puede apreciar el plano de falla, la posición de la costa y el sitio (Chilpancingo). | 125 |
| Figura 9.15. Relaciones magnitud-frecuencia consideradas para simular sismos sintéticos en las fuentes sísmicas Ometepepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán. | 125 |
| Figura 9.16. Arriba (izquierda) acelerograma registrado, arriba (derecha) acelerograma sintético, abajo (izquierda) espectro registrado y abajo (derecha) espectro sintético, para un sismo de $M_w=6.0$. | 126 |
| Figura 9.17. Aceleraciones sintéticas obtenidas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Ometepepec, para un sismo con magnitud $M_w=7.5$ (ver figura 9.12a). | 128 |
| Figura 9.18. Aceleraciones sintéticas obtenidas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos, para un sismo con magnitud $M_w=7.7$ (ver figura 9.12b). | 128 |

| | |
|---|-----|
| Figura 9.19. Aceleraciones sintéticas determinadas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Guerrero Central, para un sismo con magnitud $M_w=8.2$ (ver figura 9.12c). | 129 |
| Figura 9.20. Aceleraciones sintéticas determinadas usando el método de las funciones de Green empíricas de la fuente sísmica Petatlán, para un sismo con magnitud $M_w=7.4$ (ver figura 9.12d). | 130 |
| Figura 9.21. Relación distancia hipocentral versus PGA en las fuentes sísmicas OM, ASM, GC y PE para sismos de magnitud 7.5, 7.7, 8.2 y 7.4, respectivamente. | 131 |
| Figura 9.22. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Ometepec. | 132 |
| Figura 9.23. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos. | 132 |
| Figura 9.24. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Guerrero Central. | 132 |
| Figura 9.25. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico para suelo sedimentario (RICC) para diferentes magnitudes simuladas de la fuente sísmica Petatlán. | 133 |
| Figura 9.26. Tasa de excedencia de magnitudes $\lambda(M)$ para las fuentes sísmicas Ometepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán. | 134 |
| Figura 9.27. Curvas de peligro sísmico para suelo sedimentario de Chilpancingo, simuladas en las fuentes sísmicas Ometepec, Acapulco-San Marcos, Guerrero Central y Petatlán. | 134 |
| Figura 9.28. Comparativa entre relaciones de atenuación de sismos registrados de todas las fuentes con sintéticos de Guerrero Central (izquierda) y registrados de todas las fuentes con sintéticos de todas las fuentes (derecha). | 136 |
| Figura 9.29. Espectros sintéticos de Seudo-Aceleración con 5% de amortiguamiento crítico, espectros sintéticos de sitio y espectro de diseño del Reglamento de Construcción, para suelo sedimentario. | 137 |

ANEXOS

Anexo A. Características geométricas y focales de las fuentes sísmicas y PGA simuladas

Tabla A.1. Características de la fuente sísmica Ometepepec

| $m_0=3.55 \times 10^{23}$ | | | | | | | |
|---------------------------|--|---|--------------------|-----------------|---------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|
| M_w | M_0 ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_0/m_0)^{1/3}$ | Número de eventos simulados | Número de eventos considerados |
| 7.5 | 1.9953 | 1406.0 | 30 | 45 | 17.78 | 1 | 1 |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.9 | 28 | 40 | 15.85 | 3 | - |
| 7.3 | 1.0000 | 887.2 | 25 | 35 | 14.12 | 4 | 2 |
| 7.2 | 0.7079 | 704.7 | 22 | 32 | 12.59 | 3 | - |
| 7.1 | 0.5012 | 559.8 | 20 | 28 | 11.22 | 2 | 1 |
| 7.0 | 0.3548 | 444.6 | 18 | 25 | 10.00 | 2 | 1 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.2 | 16 | 22 | 8.91 | 2 | 1 |
| 6.8 | 0.1778 | 280.5 | 14 | 20 | 7.94 | 3 | - |
| 6.7 | 0.1259 | 222.9 | 12 | 18 | 7.08 | 5 | 1 |
| 6.6 | 0.0891 | 177.0 | 11 | 16 | 6.31 | 7 | 1 |
| 6.5 | 0.0631 | 140.6 | 10 | 14 | 5.62 | 10 | - |
| 6.4 | 0.0447 | 111.7 | 9 | 12 | 5.01 | 14 | 3 |
| 6.3 | 0.0316 | 88.7 | 8 | 11 | 4.46 | 17 | 4 |
| 6.2 | 0.0224 | 70.5 | 7 | 10 | 3.98 | 20 | 4 |
| 6.1 | 0.0159 | 56.0 | 6 | 9 | 3.55 | 23 | 5 |
| 6.0 | 0.0112 | 44.5 | 5 | 8 | 3.16 | 24 | 5 |
| | | | | | | $\Sigma=140$ | $\Sigma=29$ |

Tabla A.2. Características de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos

| $m_0=0.556 \times 10^{24}$ | | | | | | | |
|----------------------------|--|---|--------------------|-----------------|---------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|
| M_w | M_0 ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_0/m_0)^{1/3}$ | Número de eventos a simular | Número de eventos considerados |
| 7.7 | 3.9811 | 2228.5 | 55 | 40 | 19.3 | 1 | 1 |
| 7.6 | 2.8184 | 1770.2 | 50 | 35 | 17.2 | 1 | - |
| 7.5 | 1.9953 | 1406.0 | 45 | 30 | 15.3 | 2 | - |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.9 | 40 | 28 | 13.6 | 3 | 1 |
| 7.3 | 1.0000 | 887.2 | 35 | 25 | 12.2 | 2 | - |
| 7.2 | 0.7079 | 704.7 | 32 | 22 | 10.8 | 1 | - |
| 7.1 | 0.5012 | 559.8 | 28 | 20 | 9.7 | 1 | - |
| 7.0 | 0.3548 | 444.6 | 24 | 18 | 8.6 | 1 | 2 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.2 | 22 | 16 | 7.7 | 2 | - |
| 6.8 | 0.1778 | 280.5 | 20 | 14 | 6.8 | 3 | 1 |
| 6.7 | 0.1259 | 222.9 | 18 | 12 | 6.1 | 4 | - |
| 6.6 | 0.0891 | 177.0 | 16 | 11 | 5.4 | 6 | 2 |
| 6.5 | 0.0631 | 140.6 | 14 | 10 | 4.8 | 8 | - |
| 6.4 | 0.0447 | 111.7 | 12 | 9 | 4.3 | 10 | 3 |
| 6.3 | 0.0316 | 88.7 | 11 | 8 | 3.8 | 12 | 4 |
| 6.2 | 0.0224 | 70.5 | 10 | 7 | 3.4 | 13 | 5 |
| 6.1 | 0.0159 | 56.0 | 9 | 6 | 3.1 | 14 | 6 |
| 6.0 | 0.0112 | 44.5 | 8 | 6 | 2.7 | 16 | 7 |
| | | | | | | $\Sigma=100$ | $\Sigma=32$ |

Tabla A.3. Características de la fuente sísmica Guerrero Central

| $m_0=1.07 \times 10^{25}$ | | | | | | | |
|---------------------------|--|---------------------------------------|-----------------|--------------|---------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| M_w | M_0 ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_0/m_0)^{1/3}$ | Número de eventos a simular | Número de eventos considerados |
| 8.2 | 22.3872 | 7042.6 | 100 | 70 | 12.8 | 9 | 1 |
| 8.1 | 15.8489 | 5594.2 | 91 | 61 | 11.4 | 9 | - |
| 8.0 | 11.2202 | 4443.6 | 80 | 55 | 10.2 | 9 | - |
| 7.9 | 7.9433 | 3529.7 | 70 | 50 | 9.1 | 9 | 1 |
| 7.8 | 5.6234 | 2803.7 | 64 | 44 | 8.1 | 9 | - |
| 7.7 | 3.9811 | 2227.1 | 56 | 40 | 7.2 | 9 | - |
| 7.6 | 2.8184 | 1769.0 | 50 | 35 | 6.4 | 9 | - |
| 7.5 | 1.9953 | 1405.2 | 45 | 31 | 5.7 | 9 | 1 |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.2 | 40 | 28 | 5.1 | 9 | - |
| 7.3 | 1.0000 | 886.6 | 35 | 25 | 4.5 | 9 | - |
| 7.2 | 0.7079 | 704.3 | 32 | 22 | 4.0 | 5 | 1 |
| 7.1 | 0.5012 | 559.4 | 28 | 20 | 3.6 | 5 | - |
| 7.0 | 0.3548 | 444.4 | 25 | 18 | 3.2 | 5 | 1 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.0 | 22 | 16 | 2.9 | 5 | 2 |
| 6.8 | 0.1778 | 280.4 | 20 | 14 | 2.6 | 5 | 1 |
| 6.7 | 0.1259 | 222.7 | 18 | 12 | 2.3 | 4 | 1 |
| 6.6 | 0.0891 | 176.9 | 16 | 11 | 2.0 | 4 | 2 |
| 6.5 | 0.0631 | 140.5 | 14 | 10 | 1.8 | 4 | 3 |
| 6.4 | 0.0447 | 111.6 | 12 | 9 | 1.6 | 4 | 4 |
| 6.3 | 0.0316 | 88.7 | 11 | 8 | 1.4 | 6 | 5 |
| 6.2 | 0.0224 | 70.5 | 10 | 7 | 1.3 | 7 | 6 |
| 6.1 | 0.0158 | 55.9 | 9 | 6 | 1.1 | 8 | 7 |
| 6.0 | 0.0112 | 44.4 | 8 | 5 | 1.0 | 9 | 8 |
| | | | | | | $\Sigma=161$ | $\Sigma=44$ |

Tabla A.4. Características de la fuente sísmica Petatlán

| $m_0=9.95 \times 10^{25}$ | | | | | | | |
|---------------------------|--|---------------------------------------|-----------------|--------------|---------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| M_w | M_0 ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_0/m_0)^{1/3}$ | Número de eventos a simular | Número de eventos considerados |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.9 | 37 | 30 | 2.4 | 1 | 1 |
| 7.3 | 1.0000 | 887.2 | 34 | 26 | 2.2 | 2 | - |
| 7.2 | 0.7079 | 704.7 | 31 | 23 | 1.9 | 3 | 1 |
| 7.1 | 0.5012 | 559.8 | 27 | 21 | 1.7 | 2 | - |
| 7.0 | 0.3548 | 444.6 | 24 | 18 | 1.5 | 4 | 1 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.2 | 22 | 16 | 1.4 | 7 | - |
| 6.8 | 0.1778 | 280.5 | 20 | 14 | 1.2 | 9 | 1 |
| 6.7 | 0.1259 | 222.9 | 17 | 13 | 1.1 | 10 | - |
| 6.6 | 0.0891 | 177.0 | 15 | 12 | 1.0 | 12 | 1 |
| | | | | | | $\Sigma=50$ | $\Sigma=5$ |

Tabla A.5. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Ometepepec

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|--|---------------------|------------------------|------------------------------------|---------------------|------------------------|------------------------------------|---------------------|------------------------|
| Vs=3.4 km/s; VR=0.90Vs=3 km/s; TR=0.13 s | | | | | | | | |
| Mw=7.5 | | | Mw=6.4 | | | 20 | 139.98 | 25.0 |
| 1 | 139.10 | 26.0 | 1 | 142.18 | 21.0 | Mw=6.1 | | |
| Mw=7.4 | | | 2 | 142.70 | 22.0 | 1 | 142.96 | 22.0 |
| 1 | 132.53 | 25.0 | 3 | 143.72 | 21.0 | 2 | 143.97 | 21.0 |
| 2 | 139.98 | 25.0 | 4 | 144.76 | 20.0 | 3 | 145.01 | 20.0 |
| 3 | 147.53 | 25.0 | 5 | 143.02 | 23.0 | 4 | 146.34 | 19.0 |
| Mw=7.3 | | | 6 | 144.25 | 22.0 | 5 | 144.25 | 22.0 |
| 1 | 134.04 | 25.0 | 7 | 145.26 | 21.0 | 6 | 145.26 | 21.0 |
| 2 | 140.66 | 25.0 | 8 | 146.29 | 20.0 | 7 | 146.29 | 20.0 |
| 3 | 147.37 | 25.0 | 9 | 147.61 | 19.0 | 8 | 147.61 | 19.0 |
| 4 | 145.77 | 20.5 | 10 | 145.82 | 22.0 | 9 | 145.55 | 22.0 |
| Mw=7.2 | | | 11 | 146.81 | 21.0 | 10 | 146.55 | 21.0 |
| 1 | 135.55 | 24.0 | 12 | 147.83 | 20.0 | 11 | 147.57 | 20.0 |
| 2 | 141.35 | 24.0 | 13 | 148.37 | 21.0 | 12 | 148.88 | 19.0 |
| 3 | 147.22 | 24.0 | 14 | 150.67 | 19.0 | 13 | 146.86 | 22.0 |
| Mw=7.1 | | | Mw=6.3 | | | 14 | 147.85 | 21.0 |
| 1 | 142.30 | 23.5 | 1 | 141.52 | 22.0 | 15 | 148.86 | 20.0 |
| 2 | 147.60 | 23.5 | 2 | 143.03 | 21.0 | 16 | 150.15 | 19.0 |
| Mw=7.0 | | | 3 | 144.59 | 20.0 | 17 | 140.03 | 24.0 |
| 1 | 143.27 | 22.0 | 4 | 145.92 | 19.0 | 18 | 140.43 | 25.0 |
| 2 | 148.00 | 22.0 | 5 | 143.27 | 22.0 | 19 | 141.35 | 24.0 |
| Mw=6.9 | | | 6 | 144.75 | 21.0 | 20 | 142.30 | 23.0 |
| 1 | 142.78 | 22.5 | 7 | 146.29 | 20.0 | 21 | 143.27 | 22.5 |
| 2 | 147.48 | 22.5 | 8 | 147.61 | 19.0 | 22 | 142.68 | 24.0 |
| Mw=6.8 | | | 9 | 145.01 | 22.0 | 23 | 144.01 | 24.0 |
| 1 | 139.22 | 22.0 | 10 | 146.49 | 21.0 | Mw=6.0 | | |
| 2 | 143.76 | 22.0 | 11 | 148.00 | 20.0 | 1 | 143.32 | 21.0 |
| 3 | 146.29 | 20.0 | 12 | 149.30 | 19.0 | 2 | 144.60 | 20.0 |
| Mw=6.7 | | | 13 | 146.77 | 22.0 | 3 | 146.19 | 19.0 |
| 1 | 140.79 | 21.5 | 14 | 148.22 | 21.0 | 4 | 144.75 | 21.0 |
| 2 | 141.82 | 23.0 | 15 | 149.72 | 20.0 | 5 | 146.03 | 20.0 |
| 3 | 143.76 | 21.5 | 16 | 151.01 | 19.0 | 6 | 147.61 | 19.0 |
| 4 | 146.29 | 19.5 | 17 | 141.82 | 23.0 | 7 | 146.20 | 21.0 |
| 5 | 146.74 | 21.5 | Mw=6.2 | | | 8 | 147.46 | 20.0 |
| Mw=6.6 | | | 1 | 142.74 | 22.0 | 9 | 149.02 | 19.0 |
| 1 | 139.09 | 21.0 | 2 | 144.02 | 21.0 | 10 | 139.41 | 24.0 |
| 2 | 141.61 | 19.0 | 3 | 145.06 | 20.0 | 11 | 140.59 | 23.0 |
| 3 | 142.30 | 21.0 | 4 | 146.40 | 19.0 | 12 | 141.81 | 22.0 |
| 4 | 144.75 | 19.0 | 5 | 144.25 | 22.0 | 13 | 140.89 | 24.0 |
| 5 | 147.34 | 17.0 | 6 | 145.52 | 21.0 | 14 | 142.06 | 23.0 |
| 6 | 145.52 | 21.0 | 7 | 146.55 | 20.0 | 15 | 143.27 | 22.0 |
| 7 | 147.93 | 19.0 | 8 | 147.87 | 19.0 | 16 | 142.37 | 24.0 |
| Mw=6.5 | | | 9 | 145.77 | 22.0 | 17 | 143.53 | 23.0 |
| 1 | 140.97 | 21.0 | 10 | 147.02 | 21.0 | 18 | 144.72 | 22.0 |
| 2 | 140.36 | 23.0 | 11 | 148.05 | 20.0 | 19 | 136.29 | 27.0 |
| 3 | 142.40 | 21.0 | 12 | 149.35 | 19.0 | 20 | 137.37 | 26.0 |
| 4 | 144.79 | 19.0 | 13 | 147.30 | 22.0 | 21 | 137.80 | 27.0 |
| 5 | 143.27 | 23.0 | 14 | 148.53 | 21.0 | 22 | 138.87 | 26.0 |
| 6 | 145.26 | 21.0 | 15 | 149.55 | 20.0 | 23 | 139.98 | 25.0 |
| 7 | 147.61 | 19.0 | 16 | 150.84 | 19.0 | 24 | 140.37 | 26.0 |
| 8 | 146.19 | 23.0 | 17 | 142.78 | 22.5 | | | |
| 9 | 148.15 | 21.0 | 18 | 141.82 | 23.0 | | | |
| 10 | 150.44 | 19.0 | 19 | 140.89 | 24.0 | | | |

Tabla A.6. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Acapulco-San Marcos

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|--|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------------------|---------------------|------------------------|
| Vs=3.4 km/s; VR=0.90Vs=3 km/s; TR=0.15 s | | | | | | | | |
| Mw=7.7 | | | Mw=6.5 | | | 6 | 99.39 | 17.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 1 | 94.43 | 18.0 | 7 | 97.46 | 19.0 |
| Mw=7.6 | | | 2 | 95.91 | 18.0 | 8 | 99.34 | 18.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 3 | 97.44 | 18.0 | 9 | 101.25 | 17.0 |
| Mw=7.5 | | | 4 | 99.04 | 18.0 | 10 | 97.44 | 18.0 |
| 1 | 90.60 | 18.0 | 5 | 100.68 | 18.0 | 11 | 97.46 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 6 | 94.15 | 20.0 | 12 | 95.52 | 19.0 |
| Mw=7.4 | | | 7 | 95.79 | 19.0 | 13 | 93.66 | 19.0 |
| 1 | 91.29 | 18.0 | 8 | 99.11 | 17.0 | Mw=6.1 | | |
| 2 | 97.44 | 18.0 | Mw=6.4 | | | 1 | 94.12 | 19.0 |
| 3 | 104.62 | 18.0 | 1 | 94.23 | 18.0 | 2 | 95.80 | 18.0 |
| Mw=7.3 | | | 2 | 95.80 | 18.0 | 3 | 97.50 | 17.0 |
| 1 | 92.0 | 18.0 | 3 | 97.44 | 18.0 | 4 | 95.79 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 4 | 99.15 | 18.0 | 5 | 97.44 | 18.0 |
| Mw=7.2 | | | 5 | 93.75 | 20.0 | 6 | 99.11 | 17.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 6 | 95.59 | 19.0 | 7 | 97.53 | 19.0 |
| Mw=7.1 | | | 7 | 99.32 | 17.0 | 8 | 99.15 | 18.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 8 | 95.52 | 20.0 | 9 | 100.79 | 17.0 |
| Mw=7.0 | | | 9 | 97.33 | 19.0 | 10 | 97.44 | 18.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 10 | 100.99 | 17.0 | 11 | 97.53 | 19.0 |
| Mw=6.9 | | | Mw=6.3 | | | 12 | 95.79 | 19.0 |
| 1 | 93.09 | 18.0 | 1 | 94.48 | 18.0 | 13 | 94.12 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 2 | 95.94 | 18.0 | 14 | 94.15 | 20.0 |
| Mw=6.8 | | | 3 | 97.44 | 18.0 | Mw=6.0 | | |
| 1 | 94.37 | 18.0 | 4 | 99.01 | 18.0 | 1 | 94.30 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 5 | 92.78 | 19.0 | 2 | 95.98 | 18.0 |
| 3 | 100.75 | 18.0 | 6 | 96.20 | 17.0 | 3 | 97.67 | 17.0 |
| Mw=6.7 | | | 7 | 94.26 | 19.0 | 4 | 95.79 | 19.0 |
| 1 | 92.72 | 18.0 | 8 | 97.63 | 17.0 | 5 | 97.44 | 18.0 |
| 2 | 94.15 | 20.0 | 9 | 95.79 | 19.0 | 6 | 99.11 | 17.0 |
| 3 | 97.44 | 18.0 | 10 | 99.11 | 17.0 | 7 | 97.33 | 19.0 |
| 4 | 100.92 | 18.0 | 11 | 97.38 | 19.0 | 8 | 98.96 | 18.0 |
| Mw=6.6 | | | 12 | 100.65 | 17.0 | 9 | 100.60 | 17.0 |
| 1 | 92.02 | 18.0 | Mw=6.2 | | | 10 | 97.44 | 18.0 |
| 2 | 95.70 | 18.0 | 1 | 93.66 | 19.0 | 11 | 97.33 | 19.0 |
| 3 | 97.44 | 18.0 | 2 | 95.62 | 18.0 | 12 | 95.79 | 19.0 |
| 4 | 99.27 | 18.0 | 3 | 97.60 | 17.0 | 13 | 94.30 | 19.0 |
| 5 | 101.16 | 18.0 | 4 | 95.52 | 19.0 | 14 | 95.72 | 20.0 |
| 6 | 93.83 | 20.0 | 5 | 97.44 | 18.0 | 15 | 94.15 | 20.0 |
| | | | | | | 16 | 92.64 | 20.0 |

Tabla A.7. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Guerrero Central

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|---|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|
| Vs=3.4 Km/s; VR=0.90Vs=3 Km/s; TR=0.4 s | | | | | | | | |
| Mw=8.2; DX=10.0 km; DW=7.0 km | | | Mw=7.7; DX=8.0 km; DW=5.7 km | | | Mw=7.2; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | |
| S-A | 72.50 | 34.0 | S-A | 53.93 | 34.0 | S-A | 66.48 | 28.0 |
| S-B | 90.59 | 24.0 | S-B | 64.52 | 30.0 | S-B | 76.42 | 24.0 |
| S-C | 107.45 | 17.0 | S-C | 74.24 | 25.0 | S-C | 72.50 | 25.0 |
| S-D | 47.01 | 34.0 | S-D | 51.50 | 34.0 | S-D | 66.48 | 28.0 |
| S-E | 72.00 | 24.0 | S-E | 62.50 | 30.0 | S-E | 76.42 | 24.0 |
| S-F | 92.89 | 17.0 | S-F | 72.50 | 25.0 | Mw=7.1; DX=7.0 km; DW=5.0 km | | |
| S-G | 44.50 | 34.0 | S-G | 53.93 | 34.0 | S-A | 67.36 | 27.0 |
| S-H | 70.15 | 24.0 | S-H | 64.52 | 30.0 | S-B | 76.82 | 23.5 |
| S-I | 90.89 | 17.0 | S-I | 74.24 | 25.0 | S-C | 72.50 | 25.0 |
| Mw=8.1; DX=9.1 km; DW=6.1 km | | | Mw=7.6; DX=8.3 km; DW=5.8 km | | | S-D | 67.36 | 27.0 |
| S-A | 50.51 | 36.5 | S-A | 64.68 | 30.0 | S-E | 76.82 | 23.5 |
| S-B | 70.96 | 27.5 | S-B | 74.39 | 25.0 | Mw=7.0; DX=8.3 km; DW=6.0 km | | |
| S-C | 86.90 | 21.5 | S-C | 85.15 | 22.0 | S-A | 68.50 | 27.0 |
| S-D | 42.50 | 36.5 | S-D | 62.50 | 30.0 | S-B | 79.44 | 23.0 |
| S-E | 65.50 | 27.5 | S-E | 72.50 | 25.0 | S-C | 74.00 | 25.0 |
| S-F | 82.50 | 21.5 | S-F | 83.50 | 22.0 | S-D | 68.50 | 27.0 |
| S-G | 50.51 | 36.5 | S-G | 64.68 | 30.0 | S-E | 79.44 | 23.0 |
| S-H | 70.96 | 27.5 | S-H | 74.39 | 25.0 | Mw=6.9; DX=7.3 km; DW=5.3 km | | |
| S-I | 86.90 | 21.5 | S-I | 85.15 | 22.0 | S-A | 67.90 | 27.0 |
| Mw=8.0; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | | Mw=7.5; DX=7.5 km; DW=5.2 km | | | S-B | 77.85 | 23.0 |
| S-A | 52.33 | 35.0 | S-A | 63.30 | 30.0 | S-C | 72.50 | 25.0 |
| S-B | 71.64 | 27.0 | S-B | 74.04 | 25.0 | S-D | 67.90 | 27.0 |
| S-C | 86.88 | 21.0 | S-C | 81.89 | 22.5 | S-E | 77.85 | 23.0 |
| S-D | 46.50 | 35.0 | S-D | 61.50 | 30.0 | Mw=6.8; DX=6.7 km; DW=4.7 km | | |
| S-E | 67.50 | 27.0 | S-E | 72.50 | 25.0 | S-A | 69.82 | 27.0 |
| S-F | 83.50 | 21.0 | S-F | 80.50 | 22.50 | S-B | 78.28 | 24.0 |
| S-G | 52.33 | 35.0 | S-G | 63.30 | 30.0 | S-C | 73.50 | 25.0 |
| S-H | 71.64 | 27.0 | S-H | 74.04 | 25.0 | S-D | 69.82 | 27.0 |
| S-I | 86.88 | 21.0 | S-I | 81.89 | 22.50 | S-E | 78.28 | 24.0 |
| Mw=7.9; DX=7.8 km; DW=5.6 km | | | Mw=7.4; DX=8.0 km; DW=5.6 km | | | Mw=6.7; DX=9.0 km; DW=6.0 km | | |
| S-A | 48.49 | 37.0 | S-A | 64.03 | 29.5 | S-A | 67.60 | 28.0 |
| S-B | 62.06 | 32.0 | S-B | 74.24 | 25.0 | S-B | 73.06 | 25.0 |
| S-C | 76.16 | 25.0 | S-C | 85.02 | 21.5 | S-C | 67.00 | 28.0 |
| S-D | 42.50 | 37.0 | S-D | 62.00 | 29.5 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| S-E | 57.50 | 32.0 | S-E | 72.50 | 25.0 | Mw=6.6; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | |
| S-F | 72.50 | 25.0 | S-F | 83.50 | 21.5 | S-A | 67.97 | 27.5 |
| S-G | 48.49 | 37.0 | S-G | 64.03 | 29.5 | S-B | 72.94 | 25.0 |
| S-H | 62.06 | 32.0 | S-H | 74.24 | 25.0 | S-C | 67.50 | 27.5 |
| S-I | 76.16 | 25.0 | S-I | 85.02 | 21.5 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| Mw=7.8; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | | Mw=7.3; DX=7.0 km; DW=5.0 km | | | Mw=6.5; DX=7.0 km; DW=5.0 km | | |
| S-A | 48.81 | 37.0 | S-A | 64.05 | 29.0 | S-A | 67.86 | 27.5 |
| S-B | 62.31 | 32.0 | S-B | 73.84 | 25.0 | S-B | 72.84 | 25.0 |
| S-C | 76.37 | 25.0 | S-C | 83.68 | 22.0 | S-C | 67.50 | 27.5 |
| S-D | 42.5 | 37.0 | S-D | 62.50 | 29.0 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| S-E | 57.50 | 32.0 | S-E | 72.50 | 25.0 | Mw=6.4; DX=6.0 km; DW=4.5 km | | |
| S-F | 72.50 | 25.0 | S-F | 82.50 | 22.0 | S-A | 67.78 | 27.5 |
| S-G | 45.41 | 37.0 | S-G | 64.05 | 29.0 | S-B | 72.75 | 25.0 |
| S-H | 59.68 | 32.0 | S-H | 73.84 | 25.0 | S-C | 67.50 | 27.5 |
| S-I | 74.24 | 25.0 | S-I | 83.68 | 22.0 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| Mw=6.3; DX=11.0 km; DW=8.0 km | | | Mw=6.2; DX=10 km; DW=7.0 km | | | Mw=6.1; DX=9.0 km; DW=6.0 km | | |
| S-A | 84.00 | 21.5 | S-A | 84.00 | 21.5 | S-A | 86.00 | 21.0 |
| S-B | 76.00 | 24.5 | S-B | 78.00 | 24.0 | S-B | 80.50 | 23.0 |
| S-C | 68.50 | 27.5 | S-C | 71.50 | 26.5 | S-C | 74.50 | 25.0 |

| | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-------|------|-----|-------|------|-----|-------|------|
| S-D | 61.50 | 30.0 | S-D | 65.00 | 28.5 | S-D | 69.50 | 27.0 |
| S-E | 53.50 | 32.5 | S-E | 58.50 | 31.0 | S-E | 64.00 | 29.0 |
| S-F | 46.50 | 35.5 | S-F | 52.00 | 33.5 | S-F | 59.00 | 31.0 |
| | | | S-G | 45.00 | 36.0 | S-G | 53.50 | 33.0 |
| | | | | | | S-H | 47.50 | 35.0 |
| $M_w=6.0$; $DX=8.0$ km; $DW=5.0$ km | | | | | | | | |
| S-A | 89.00 | 19.5 | | | | | | |
| S-B | 84.00 | 21.0 | | | | | | |
| S-C | 80.00 | 23.0 | | | | | | |
| S-D | 75.00 | 25.0 | | | | | | |
| S-E | 70.00 | 27.0 | | | | | | |
| S-F | 65.50 | 28.0 | | | | | | |
| S-G | 61.50 | 30.0 | | | | | | |
| S-H | 56.50 | 32.0 | | | | | | |
| S-I | 51.50 | 34.0 | | | | | | |

Tabla A.8. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Petatlán

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|--|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|
| $V_s=3.4$ km/s; $V_R=0.90V_s=3$ km/s; $T_R=0.83$ s | | | | | |
| $M_w=7.4$ | | | 5 | 191.08 | 21.0 |
| 1 | 188.22 | 24.0 | 6 | 193.83 | 18.0 |
| $M_w=7.3$ | | | 7 | 181.86 | 21.0 |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 8 | 184.74 | 18.0 |
| 2 | 209.47 | 18.0 | 9 | 193.83 | 18.0 |
| $M_w=7.2$ | | | $M_w=6.7$ | | |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 1 | 199.16 | 20.5 |
| 2 | 208.08 | 18.0 | 2 | 201.62 | 18.0 |
| 3 | 189.43 | 23.0 | 3 | 191.27 | 20.5 |
| $M_w=7.1$ | | | 4 | 193.83 | 18.0 |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 5 | 191.27 | 20.5 |
| 2 | 206.23 | 18.0 | 6 | 193.83 | 18.0 |
| $M_w=7.0$ | | | 7 | 183.44 | 20.5 |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 8 | 186.10 | 18.0 |
| 2 | 204.85 | 18.0 | 9 | 193.83 | 18.0 |
| 3 | 190.34 | 22.0 | 10 | 196.57 | 16.0 |
| 4 | 201.55 | 22.0 | $M_w=6.6$ | | |
| $M_w=6.9$ | | | 1 | 193.83 | 18.0 |
| 1 | 200.96 | 21.5 | 2 | 193.02 | 19.0 |
| 2 | 203.92 | 18.0 | 3 | 192.63 | 20.0 |
| 3 | 190.71 | 21.5 | 4 | 191.85 | 21.0 |
| 4 | 193.83 | 18.0 | 5 | 190.90 | 22.0 |
| 5 | 193.83 | 18.0 | 6 | 189.97 | 23.0 |
| 6 | 183.84 | 18.0 | 7 | 188.56 | 24.0 |
| 7 | 180.55 | 21.5 | 8 | 187.54 | 25.0 |
| $M_w=6.8$ | | | 9 | 186.41 | 26.0 |
| 1 | 200.38 | 21.0 | 10 | 185.50 | 27.0 |
| 2 | 203.00 | 18.0 | 11 | 184.76 | 28.0 |
| 3 | 191.08 | 21.0 | 12 | 184.06 | 29.0 |
| 4 | 193.83 | 18.0 | | | |

ANEXOS

Anexo A. Características geométricas y focales de las fuentes sísmicas y PGA simuladas

Tabla A.1. Características de la fuente sísmica Ometepec

| $m_o=3.55 \times 10^{23}$ | | | | | | | |
|---------------------------|--|---------------------------------------|-----------------|--------------|---------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| M_w | M_o ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_o/m_o)^{1/3}$ | Número de eventos simulados | Número de eventos considerados |
| 7.5 | 1.9953 | 1406.0 | 30 | 45 | 17.78 | 1 | 1 |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.9 | 28 | 40 | 15.85 | 3 | - |
| 7.3 | 1.0000 | 887.2 | 25 | 35 | 14.12 | 4 | 2 |
| 7.2 | 0.7079 | 704.7 | 22 | 32 | 12.59 | 3 | - |
| 7.1 | 0.5012 | 559.8 | 20 | 28 | 11.22 | 2 | 1 |
| 7.0 | 0.3548 | 444.6 | 18 | 25 | 10.00 | 2 | 1 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.2 | 16 | 22 | 8.91 | 2 | 1 |
| 6.8 | 0.1778 | 280.5 | 14 | 20 | 7.94 | 3 | - |
| 6.7 | 0.1259 | 222.9 | 12 | 18 | 7.08 | 5 | 1 |
| 6.6 | 0.0891 | 177.0 | 11 | 16 | 6.31 | 7 | 1 |
| 6.5 | 0.0631 | 140.6 | 10 | 14 | 5.62 | 10 | - |
| 6.4 | 0.0447 | 111.7 | 9 | 12 | 5.01 | 14 | 3 |
| 6.3 | 0.0316 | 88.7 | 8 | 11 | 4.46 | 17 | 4 |
| 6.2 | 0.0224 | 70.5 | 7 | 10 | 3.98 | 20 | 4 |
| 6.1 | 0.0159 | 56.0 | 6 | 9 | 3.55 | 23 | 5 |
| 6.0 | 0.0112 | 44.5 | 5 | 8 | 3.16 | 24 | 5 |
| | | | | | | $\Sigma=140$ | $\Sigma=29$ |

Tabla A.2. Características de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos

| $m_o=0.556 \times 10^{24}$ | | | | | | | |
|----------------------------|--|---------------------------------------|-----------------|--------------|---------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| M_w | M_o ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_o/m_o)^{1/3}$ | Número de eventos a simular | Número de eventos considerados |
| 7.7 | 3.9811 | 2228.5 | 55 | 40 | 19.3 | 1 | 1 |
| 7.6 | 2.8184 | 1770.2 | 50 | 35 | 17.2 | 1 | - |
| 7.5 | 1.9953 | 1406.0 | 45 | 30 | 15.3 | 2 | - |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.9 | 40 | 28 | 13.6 | 3 | 1 |
| 7.3 | 1.0000 | 887.2 | 35 | 25 | 12.2 | 2 | - |
| 7.2 | 0.7079 | 704.7 | 32 | 22 | 10.8 | 1 | - |
| 7.1 | 0.5012 | 559.8 | 28 | 20 | 9.7 | 1 | - |
| 7.0 | 0.3548 | 444.6 | 24 | 18 | 8.6 | 1 | 2 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.2 | 22 | 16 | 7.7 | 2 | - |
| 6.8 | 0.1778 | 280.5 | 20 | 14 | 6.8 | 3 | 1 |
| 6.7 | 0.1259 | 222.9 | 18 | 12 | 6.1 | 4 | - |
| 6.6 | 0.0891 | 177.0 | 16 | 11 | 5.4 | 6 | 2 |
| 6.5 | 0.0631 | 140.6 | 14 | 10 | 4.8 | 8 | - |
| 6.4 | 0.0447 | 111.7 | 12 | 9 | 4.3 | 10 | 3 |
| 6.3 | 0.0316 | 88.7 | 11 | 8 | 3.8 | 12 | 4 |
| 6.2 | 0.0224 | 70.5 | 10 | 7 | 3.4 | 13 | 5 |
| 6.1 | 0.0159 | 56.0 | 9 | 6 | 3.1 | 14 | 6 |
| 6.0 | 0.0112 | 44.5 | 8 | 6 | 2.7 | 16 | 7 |
| | | | | | | $\Sigma=100$ | $\Sigma=32$ |

Tabla A.3. Características de la fuente sísmica Guerrero Central

| $m_0=1.07 \times 10^{25}$ | | | | | | | |
|---------------------------|--|---------------------------------------|-----------------|--------------|---------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| M_w | M_0 ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_0/m_0)^{1/3}$ | Número de eventos a simular | Número de eventos considerados |
| 8.2 | 22.3872 | 7042.6 | 100 | 70 | 12.8 | 9 | 1 |
| 8.1 | 15.8489 | 5594.2 | 91 | 61 | 11.4 | 9 | - |
| 8.0 | 11.2202 | 4443.6 | 80 | 55 | 10.2 | 9 | - |
| 7.9 | 7.9433 | 3529.7 | 70 | 50 | 9.1 | 9 | 1 |
| 7.8 | 5.6234 | 2803.7 | 64 | 44 | 8.1 | 9 | - |
| 7.7 | 3.9811 | 2227.1 | 56 | 40 | 7.2 | 9 | - |
| 7.6 | 2.8184 | 1769.0 | 50 | 35 | 6.4 | 9 | - |
| 7.5 | 1.9953 | 1405.2 | 45 | 31 | 5.7 | 9 | 1 |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.2 | 40 | 28 | 5.1 | 9 | - |
| 7.3 | 1.0000 | 886.6 | 35 | 25 | 4.5 | 9 | - |
| 7.2 | 0.7079 | 704.3 | 32 | 22 | 4.0 | 5 | 1 |
| 7.1 | 0.5012 | 559.4 | 28 | 20 | 3.6 | 5 | - |
| 7.0 | 0.3548 | 444.4 | 25 | 18 | 3.2 | 5 | 1 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.0 | 22 | 16 | 2.9 | 5 | 2 |
| 6.8 | 0.1778 | 280.4 | 20 | 14 | 2.6 | 5 | 1 |
| 6.7 | 0.1259 | 222.7 | 18 | 12 | 2.3 | 4 | 1 |
| 6.6 | 0.0891 | 176.9 | 16 | 11 | 2.0 | 4 | 2 |
| 6.5 | 0.0631 | 140.5 | 14 | 10 | 1.8 | 4 | 3 |
| 6.4 | 0.0447 | 111.6 | 12 | 9 | 1.6 | 4 | 4 |
| 6.3 | 0.0316 | 88.7 | 11 | 8 | 1.4 | 6 | 5 |
| 6.2 | 0.0224 | 70.5 | 10 | 7 | 1.3 | 7 | 6 |
| 6.1 | 0.0158 | 55.9 | 9 | 6 | 1.1 | 8 | 7 |
| 6.0 | 0.0112 | 44.4 | 8 | 5 | 1.0 | 9 | 8 |
| | | | | | | $\Sigma=161$ | $\Sigma=44$ |

Tabla A.4. Características de la fuente sísmica Petatlán

| $m_0=9.95 \times 10^{25}$ | | | | | | | |
|---------------------------|--|---------------------------------------|-----------------|--------------|---------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| M_w | M_0 ($\times 10^{27}$) (dinas-cm) | Área de la aspereza (km^2) | Longitud L (km) | Ancho W (km) | $N=(M_0/m_0)^{1/3}$ | Número de eventos a simular | Número de eventos considerados |
| 7.4 | 1.4125 | 1116.9 | 37 | 30 | 2.4 | 1 | 1 |
| 7.3 | 1.0000 | 887.2 | 34 | 26 | 2.2 | 2 | - |
| 7.2 | 0.7079 | 704.7 | 31 | 23 | 1.9 | 3 | 1 |
| 7.1 | 0.5012 | 559.8 | 27 | 21 | 1.7 | 2 | - |
| 7.0 | 0.3548 | 444.6 | 24 | 18 | 1.5 | 4 | 1 |
| 6.9 | 0.2512 | 353.2 | 22 | 16 | 1.4 | 7 | - |
| 6.8 | 0.1778 | 280.5 | 20 | 14 | 1.2 | 9 | 1 |
| 6.7 | 0.1259 | 222.9 | 17 | 13 | 1.1 | 10 | - |
| 6.6 | 0.0891 | 177.0 | 15 | 12 | 1.0 | 12 | 1 |
| | | | | | | $\Sigma=50$ | $\Sigma=5$ |

Tabla A.5. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Ometepepec

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|--|---------------------|------------------------|------------------------------------|---------------------|------------------------|------------------------------------|---------------------|------------------------|
| Vs=3.4 km/s; VR=0.90Vs=3 km/s; TR=0.13 s | | | | | | | | |
| Mw=7.5 | | | Mw=6.4 | | | 20 | 139.98 | 25.0 |
| 1 | 139.10 | 26.0 | 1 | 142.18 | 21.0 | Mw=6.1 | | |
| Mw=7.4 | | | 2 | 142.70 | 22.0 | 1 | 142.96 | 22.0 |
| 1 | 132.53 | 25.0 | 3 | 143.72 | 21.0 | 2 | 143.97 | 21.0 |
| 2 | 139.98 | 25.0 | 4 | 144.76 | 20.0 | 3 | 145.01 | 20.0 |
| 3 | 147.53 | 25.0 | 5 | 143.02 | 23.0 | 4 | 146.34 | 19.0 |
| Mw=7.3 | | | 6 | 144.25 | 22.0 | 5 | 144.25 | 22.0 |
| 1 | 134.04 | 25.0 | 7 | 145.26 | 21.0 | 6 | 145.26 | 21.0 |
| 2 | 140.66 | 25.0 | 8 | 146.29 | 20.0 | 7 | 146.29 | 20.0 |
| 3 | 147.37 | 25.0 | 9 | 147.61 | 19.0 | 8 | 147.61 | 19.0 |
| 4 | 145.77 | 20.5 | 10 | 145.82 | 22.0 | 9 | 145.55 | 22.0 |
| Mw=7.2 | | | 11 | 146.81 | 21.0 | 10 | 146.55 | 21.0 |
| 1 | 135.55 | 24.0 | 12 | 147.83 | 20.0 | 11 | 147.57 | 20.0 |
| 2 | 141.35 | 24.0 | 13 | 148.37 | 21.0 | 12 | 148.88 | 19.0 |
| 3 | 147.22 | 24.0 | 14 | 150.67 | 19.0 | 13 | 146.86 | 22.0 |
| Mw=7.1 | | | Mw=6.3 | | | 14 | 147.85 | 21.0 |
| 1 | 142.30 | 23.5 | 1 | 141.52 | 22.0 | 15 | 148.86 | 20.0 |
| 2 | 147.60 | 23.5 | 2 | 143.03 | 21.0 | 16 | 150.15 | 19.0 |
| Mw=7.0 | | | 3 | 144.59 | 20.0 | 17 | 140.03 | 24.0 |
| 1 | 143.27 | 22.0 | 4 | 145.92 | 19.0 | 18 | 140.43 | 25.0 |
| 2 | 148.00 | 22.0 | 5 | 143.27 | 22.0 | 19 | 141.35 | 24.0 |
| Mw=6.9 | | | 6 | 144.75 | 21.0 | 20 | 142.30 | 23.0 |
| 1 | 142.78 | 22.5 | 7 | 146.29 | 20.0 | 21 | 143.27 | 22.5 |
| 2 | 147.48 | 22.5 | 8 | 147.61 | 19.0 | 22 | 142.68 | 24.0 |
| Mw=6.8 | | | 9 | 145.01 | 22.0 | 23 | 144.01 | 24.0 |
| 1 | 139.22 | 22.0 | 10 | 146.49 | 21.0 | Mw=6.0 | | |
| 2 | 143.76 | 22.0 | 11 | 148.00 | 20.0 | 1 | 143.32 | 21.0 |
| 3 | 146.29 | 20.0 | 12 | 149.30 | 19.0 | 2 | 144.60 | 20.0 |
| Mw=6.7 | | | 13 | 146.77 | 22.0 | 3 | 146.19 | 19.0 |
| 1 | 140.79 | 21.5 | 14 | 148.22 | 21.0 | 4 | 144.75 | 21.0 |
| 2 | 141.82 | 23.0 | 15 | 149.72 | 20.0 | 5 | 146.03 | 20.0 |
| 3 | 143.76 | 21.5 | 16 | 151.01 | 19.0 | 6 | 147.61 | 19.0 |
| 4 | 146.29 | 19.5 | 17 | 141.82 | 23.0 | 7 | 146.20 | 21.0 |
| 5 | 146.74 | 21.5 | Mw=6.2 | | | 8 | 147.46 | 20.0 |
| Mw=6.6 | | | 1 | 142.74 | 22.0 | 9 | 149.02 | 19.0 |
| 1 | 139.09 | 21.0 | 2 | 144.02 | 21.0 | 10 | 139.41 | 24.0 |
| 2 | 141.61 | 19.0 | 3 | 145.06 | 20.0 | 11 | 140.59 | 23.0 |
| 3 | 142.30 | 21.0 | 4 | 146.40 | 19.0 | 12 | 141.81 | 22.0 |
| 4 | 144.75 | 19.0 | 5 | 144.25 | 22.0 | 13 | 140.89 | 24.0 |
| 5 | 147.34 | 17.0 | 6 | 145.52 | 21.0 | 14 | 142.06 | 23.0 |
| 6 | 145.52 | 21.0 | 7 | 146.55 | 20.0 | 15 | 143.27 | 22.0 |
| 7 | 147.93 | 19.0 | 8 | 147.87 | 19.0 | 16 | 142.37 | 24.0 |
| Mw=6.5 | | | 9 | 145.77 | 22.0 | 17 | 143.53 | 23.0 |
| 1 | 140.97 | 21.0 | 10 | 147.02 | 21.0 | 18 | 144.72 | 22.0 |
| 2 | 140.36 | 23.0 | 11 | 148.05 | 20.0 | 19 | 136.29 | 27.0 |
| 3 | 142.40 | 21.0 | 12 | 149.35 | 19.0 | 20 | 137.37 | 26.0 |
| 4 | 144.79 | 19.0 | 13 | 147.30 | 22.0 | 21 | 137.80 | 27.0 |
| 5 | 143.27 | 23.0 | 14 | 148.53 | 21.0 | 22 | 138.87 | 26.0 |
| 6 | 145.26 | 21.0 | 15 | 149.55 | 20.0 | 23 | 139.98 | 25.0 |
| 7 | 147.61 | 19.0 | 16 | 150.84 | 19.0 | 24 | 140.37 | 26.0 |
| 8 | 146.19 | 23.0 | 17 | 142.78 | 22.5 | | | |
| 9 | 148.15 | 21.0 | 18 | 141.82 | 23.0 | | | |
| 10 | 150.44 | 19.0 | 19 | 140.89 | 24.0 | | | |

Tabla A.6. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Acapulco-San Marcos

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|--|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------------------|---------------------|------------------------|
| Vs=3.4 km/s; V _R =0.90Vs=3 km/s; T _R =0.15 s | | | | | | | | |
| M _w =7.7 | | | M _w =6.5 | | | 6 | 99.39 | 17.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 1 | 94.43 | 18.0 | 7 | 97.46 | 19.0 |
| M _w =7.6 | | | 2 | 95.91 | 18.0 | 8 | 99.34 | 18.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 3 | 97.44 | 18.0 | 9 | 101.25 | 17.0 |
| M _w =7.5 | | | 4 | 99.04 | 18.0 | 10 | 97.44 | 18.0 |
| 1 | 90.60 | 18.0 | 5 | 100.68 | 18.0 | 11 | 97.46 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 6 | 94.15 | 20.0 | 12 | 95.52 | 19.0 |
| M _w =7.4 | | | 7 | 95.79 | 19.0 | 13 | 93.66 | 19.0 |
| 1 | 91.29 | 18.0 | 8 | 99.11 | 17.0 | M _w =6.1 | | |
| 2 | 97.44 | 18.0 | M _w =6.4 | | | 1 | 94.12 | 19.0 |
| 3 | 104.62 | 18.0 | 1 | 94.23 | 18.0 | 2 | 95.80 | 18.0 |
| M _w =7.3 | | | 2 | 95.80 | 18.0 | 3 | 97.50 | 17.0 |
| 1 | 92.0 | 18.0 | 3 | 97.44 | 18.0 | 4 | 95.79 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 4 | 99.15 | 18.0 | 5 | 97.44 | 18.0 |
| M _w =7.2 | | | 5 | 93.75 | 20.0 | 6 | 99.11 | 17.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 6 | 95.59 | 19.0 | 7 | 97.53 | 19.0 |
| M _w =7.1 | | | 7 | 99.32 | 17.0 | 8 | 99.15 | 18.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 8 | 95.52 | 20.0 | 9 | 100.79 | 17.0 |
| M _w =7.0 | | | 9 | 97.33 | 19.0 | 10 | 97.44 | 18.0 |
| 1 | 97.44 | 18.0 | 10 | 100.99 | 17.0 | 11 | 97.53 | 19.0 |
| M _w =6.9 | | | M _w =6.3 | | | 12 | 95.79 | 19.0 |
| 1 | 93.09 | 18.0 | 1 | 94.48 | 18.0 | 13 | 94.12 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 2 | 95.94 | 18.0 | 14 | 94.15 | 20.0 |
| M _w =6.8 | | | 3 | 97.44 | 18.0 | M _w =6.0 | | |
| 1 | 94.37 | 18.0 | 4 | 99.01 | 18.0 | 1 | 94.30 | 19.0 |
| 2 | 97.44 | 18.0 | 5 | 92.78 | 19.0 | 2 | 95.98 | 18.0 |
| 3 | 100.75 | 18.0 | 6 | 96.20 | 17.0 | 3 | 97.67 | 17.0 |
| M _w =6.7 | | | 7 | 94.26 | 19.0 | 4 | 95.79 | 19.0 |
| 1 | 92.72 | 18.0 | 8 | 97.63 | 17.0 | 5 | 97.44 | 18.0 |
| 2 | 94.15 | 20.0 | 9 | 95.79 | 19.0 | 6 | 99.11 | 17.0 |
| 3 | 97.44 | 18.0 | 10 | 99.11 | 17.0 | 7 | 97.33 | 19.0 |
| 4 | 100.92 | 18.0 | 11 | 97.38 | 19.0 | 8 | 98.96 | 18.0 |
| M _w =6.6 | | | 12 | 100.65 | 17.0 | 9 | 100.60 | 17.0 |
| 1 | 92.02 | 18.0 | M _w =6.2 | | | 10 | 97.44 | 18.0 |
| 2 | 95.70 | 18.0 | 1 | 93.66 | 19.0 | 11 | 97.33 | 19.0 |
| 3 | 97.44 | 18.0 | 2 | 95.62 | 18.0 | 12 | 95.79 | 19.0 |
| 4 | 99.27 | 18.0 | 3 | 97.60 | 17.0 | 13 | 94.30 | 19.0 |
| 5 | 101.16 | 18.0 | 4 | 95.52 | 19.0 | 14 | 95.72 | 20.0 |
| 6 | 93.83 | 20.0 | 5 | 97.44 | 18.0 | 15 | 94.15 | 20.0 |
| | | | | | | 16 | 92.64 | 20.0 |

Tabla A.7. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Guerrero Central

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|---|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|
| Vs=3.4 Km/s; VR=0.90Vs=3 Km/s; TR=0.4 s | | | | | | | | |
| Mw=8.2; DX=10.0 km; DW=7.0 km | | | Mw=7.7; DX=8.0 km; DW=5.7 km | | | Mw=7.2; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | |
| S-A | 72.50 | 34.0 | S-A | 53.93 | 34.0 | S-A | 66.48 | 28.0 |
| S-B | 90.59 | 24.0 | S-B | 64.52 | 30.0 | S-B | 76.42 | 24.0 |
| S-C | 107.45 | 17.0 | S-C | 74.24 | 25.0 | S-C | 72.50 | 25.0 |
| S-D | 47.01 | 34.0 | S-D | 51.50 | 34.0 | S-D | 66.48 | 28.0 |
| S-E | 72.00 | 24.0 | S-E | 62.50 | 30.0 | S-E | 76.42 | 24.0 |
| S-F | 92.89 | 17.0 | S-F | 72.50 | 25.0 | Mw=7.1; DX=7.0 km; DW=5.0 km | | |
| S-G | 44.50 | 34.0 | S-G | 53.93 | 34.0 | S-A | 67.36 | 27.0 |
| S-H | 70.15 | 24.0 | S-H | 64.52 | 30.0 | S-B | 76.82 | 23.5 |
| S-I | 90.89 | 17.0 | S-I | 74.24 | 25.0 | S-C | 72.50 | 25.0 |
| Mw=8.1; DX=9.1 km; DW=6.1 km | | | Mw=7.6; DX=8.3 km; DW=5.8 km | | | S-D | 67.36 | 27.0 |
| S-A | 50.51 | 36.5 | S-A | 64.68 | 30.0 | S-E | 76.82 | 23.5 |
| S-B | 70.96 | 27.5 | S-B | 74.39 | 25.0 | Mw=7.0; DX=8.3 km; DW=6.0 km | | |
| S-C | 86.90 | 21.5 | S-C | 85.15 | 22.0 | S-A | 68.50 | 27.0 |
| S-D | 42.50 | 36.5 | S-D | 62.50 | 30.0 | S-B | 79.44 | 23.0 |
| S-E | 65.50 | 27.5 | S-E | 72.50 | 25.0 | S-C | 74.00 | 25.0 |
| S-F | 82.50 | 21.5 | S-F | 83.50 | 22.0 | S-D | 68.50 | 27.0 |
| S-G | 50.51 | 36.5 | S-G | 64.68 | 30.0 | S-E | 79.44 | 23.0 |
| S-H | 70.96 | 27.5 | S-H | 74.39 | 25.0 | Mw=6.9; DX=7.3 km; DW=5.3 km | | |
| S-I | 86.90 | 21.5 | S-I | 85.15 | 22.0 | S-A | 67.90 | 27.0 |
| Mw=8.0; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | | Mw=7.5; DX=7.5 km; DW=5.2 km | | | S-B | 77.85 | 23.0 |
| S-A | 52.33 | 35.0 | S-A | 63.30 | 30.0 | S-C | 72.50 | 25.0 |
| S-B | 71.64 | 27.0 | S-B | 74.04 | 25.0 | S-D | 67.90 | 27.0 |
| S-C | 86.88 | 21.0 | S-C | 81.89 | 22.5 | S-E | 77.85 | 23.0 |
| S-D | 46.50 | 35.0 | S-D | 61.50 | 30.0 | Mw=6.8; DX=6.7 km; DW=4.7 km | | |
| S-E | 67.50 | 27.0 | S-E | 72.50 | 25.0 | S-A | 69.82 | 27.0 |
| S-F | 83.50 | 21.0 | S-F | 80.50 | 22.50 | S-B | 78.28 | 24.0 |
| S-G | 52.33 | 35.0 | S-G | 63.30 | 30.0 | S-C | 73.50 | 25.0 |
| S-H | 71.64 | 27.0 | S-H | 74.04 | 25.0 | S-D | 69.82 | 27.0 |
| S-I | 86.88 | 21.0 | S-I | 81.89 | 22.50 | S-E | 78.28 | 24.0 |
| Mw=7.9; DX=7.8 km; DW=5.6 km | | | Mw=7.4; DX=8.0 km; DW=5.6 km | | | Mw=6.7; DX=9.0 km; DW=6.0 km | | |
| S-A | 48.49 | 37.0 | S-A | 64.03 | 29.5 | S-A | 67.60 | 28.0 |
| S-B | 62.06 | 32.0 | S-B | 74.24 | 25.0 | S-B | 73.06 | 25.0 |
| S-C | 76.16 | 25.0 | S-C | 85.02 | 21.5 | S-C | 67.00 | 28.0 |
| S-D | 42.50 | 37.0 | S-D | 62.00 | 29.5 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| S-E | 57.50 | 32.0 | S-E | 72.50 | 25.0 | Mw=6.6; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | |
| S-F | 72.50 | 25.0 | S-F | 83.50 | 21.5 | S-A | 67.97 | 27.5 |
| S-G | 48.49 | 37.0 | S-G | 64.03 | 29.5 | S-B | 72.94 | 25.0 |
| S-H | 62.06 | 32.0 | S-H | 74.24 | 25.0 | S-C | 67.50 | 27.5 |
| S-I | 76.16 | 25.0 | S-I | 85.02 | 21.5 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| Mw=7.8; DX=8.0 km; DW=5.5 km | | | Mw=7.3; DX=7.0 km; DW=5.0 km | | | Mw=6.5; DX=7.0 km; DW=5.0 km | | |
| S-A | 48.81 | 37.0 | S-A | 64.05 | 29.0 | S-A | 67.86 | 27.5 |
| S-B | 62.31 | 32.0 | S-B | 73.84 | 25.0 | S-B | 72.84 | 25.0 |
| S-C | 76.37 | 25.0 | S-C | 83.68 | 22.0 | S-C | 67.50 | 27.5 |
| S-D | 42.5 | 37.0 | S-D | 62.50 | 29.0 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| S-E | 57.50 | 32.0 | S-E | 72.50 | 25.0 | Mw=6.4; DX=6.0 km; DW=4.5 km | | |
| S-F | 72.50 | 25.0 | S-F | 82.50 | 22.0 | S-A | 67.78 | 27.5 |
| S-G | 45.41 | 37.0 | S-G | 64.05 | 29.0 | S-B | 72.75 | 25.0 |
| S-H | 59.68 | 32.0 | S-H | 73.84 | 25.0 | S-C | 67.50 | 27.5 |
| S-I | 74.24 | 25.0 | S-I | 83.68 | 22.0 | S-D | 72.50 | 25.0 |
| Mw=6.3; DX=11.0 km; DW=8.0 km | | | Mw=6.2; DX=10 km; DW=7.0 km | | | Mw=6.1; DX=9.0 km; DW=6.0 km | | |
| S-A | 84.00 | 21.5 | S-A | 84.00 | 21.5 | S-A | 86.00 | 21.0 |
| S-B | 76.00 | 24.5 | S-B | 78.00 | 24.0 | S-B | 80.50 | 23.0 |
| S-C | 68.50 | 27.5 | S-C | 71.50 | 26.5 | S-C | 74.50 | 25.0 |

| | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-------|------|-----|-------|------|-----|-------|------|
| S-D | 61.50 | 30.0 | S-D | 65.00 | 28.5 | S-D | 69.50 | 27.0 |
| S-E | 53.50 | 32.5 | S-E | 58.50 | 31.0 | S-E | 64.00 | 29.0 |
| S-F | 46.50 | 35.5 | S-F | 52.00 | 33.5 | S-F | 59.00 | 31.0 |
| | | | S-G | 45.00 | 36.0 | S-G | 53.50 | 33.0 |
| | | | | | | S-H | 47.50 | 35.0 |
| $M_w=6.0$; $DX=8.0$ km; $DW=5.0$ km | | | | | | | | |
| S-A | 89.00 | 19.5 | | | | | | |
| S-B | 84.00 | 21.0 | | | | | | |
| S-C | 80.00 | 23.0 | | | | | | |
| S-D | 75.00 | 25.0 | | | | | | |
| S-E | 70.00 | 27.0 | | | | | | |
| S-F | 65.50 | 28.0 | | | | | | |
| S-G | 61.50 | 30.0 | | | | | | |
| S-H | 56.50 | 32.0 | | | | | | |
| S-I | 51.50 | 34.0 | | | | | | |

Tabla A.8. Características del mecanismo focal de los sismos simulados en la fuente sísmica Petatlán

| Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) | Subfalla (inicio de ruptura) | Dist. epic. (km) | Prof. focal (km) |
|--|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|
| $V_s=3.4$ km/s; $V_R=0.90V_s=3$ km/s; $T_R=0.83$ s | | | | | |
| $M_w=7.4$ | | | 5 | 191.08 | 21.0 |
| 1 | 188.22 | 24.0 | 6 | 193.83 | 18.0 |
| $M_w=7.3$ | | | 7 | 181.86 | 21.0 |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 8 | 184.74 | 18.0 |
| 2 | 209.47 | 18.0 | 9 | 193.83 | 18.0 |
| $M_w=7.2$ | | | $M_w=6.7$ | | |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 1 | 199.16 | 20.5 |
| 2 | 208.08 | 18.0 | 2 | 201.62 | 18.0 |
| 3 | 189.43 | 23.0 | 3 | 191.27 | 20.5 |
| $M_w=7.1$ | | | 4 | 193.83 | 18.0 |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 5 | 191.27 | 20.5 |
| 2 | 206.23 | 18.0 | 6 | 193.83 | 18.0 |
| $M_w=7.0$ | | | 7 | 183.44 | 20.5 |
| 1 | 193.83 | 18.0 | 8 | 186.10 | 18.0 |
| 2 | 204.85 | 18.0 | 9 | 193.83 | 18.0 |
| 3 | 190.34 | 22.0 | 10 | 196.57 | 16.0 |
| 4 | 201.55 | 22.0 | $M_w=6.6$ | | |
| $M_w=6.9$ | | | 1 | 193.83 | 18.0 |
| 1 | 200.96 | 21.5 | 2 | 193.02 | 19.0 |
| 2 | 203.92 | 18.0 | 3 | 192.63 | 20.0 |
| 3 | 190.71 | 21.5 | 4 | 191.85 | 21.0 |
| 4 | 193.83 | 18.0 | 5 | 190.90 | 22.0 |
| 5 | 193.83 | 18.0 | 6 | 189.97 | 23.0 |
| 6 | 183.84 | 18.0 | 7 | 188.56 | 24.0 |
| 7 | 180.55 | 21.5 | 8 | 187.54 | 25.0 |
| $M_w=6.8$ | | | 9 | 186.41 | 26.0 |
| 1 | 200.38 | 21.0 | 10 | 185.50 | 27.0 |
| 2 | 203.00 | 18.0 | 11 | 184.76 | 28.0 |
| 3 | 191.08 | 21.0 | 12 | 184.06 | 29.0 |
| 4 | 193.83 | 18.0 | | | |

Tabla A.9. Aceleraciones máximas absolutas de las simulaciones realizadas en la fuente sísmica Ometepepec

| S=simulación; Número=punto donde inicia la ruptura en la aspereza; PGA (cm/s ²) | | | | | |
|---|---------|---------------------|--------|---------------------|--------|
| M _w =7.5 | | M _w =6.4 | | S-20 | 51.600 |
| S-1 | 122.377 | S-1 | 56.944 | M _w =6.1 | |
| M _w =7.4 | | S-2 | 61.844 | S-1 | 35.250 |
| S-1 | 95.481 | S-3 | 54.836 | S-2 | 36.162 |
| S-2 | 91.616 | S-4 | 47.696 | S-3 | 41.118 |
| S-3 | 107.126 | S-5 | 64.655 | S-4 | 37.548 |
| M _w =7.3 | | S-6 | 63.426 | S-5 | 38.201 |
| S-1 | 101.251 | S-7 | 47.107 | S-6 | 36.761 |
| S-2 | 99.099 | S-8 | 47.259 | S-7 | 35.737 |
| S-3 | 111.615 | S-9 | 57.906 | S-8 | 38.481 |
| S-4 | 87.065 | S-10 | 73.708 | S-9 | 41.355 |
| M _w =7.2 | | S-11 | 72.392 | S-10 | 60.224 |
| S-1 | 102.091 | S-12 | 63.296 | S-11 | 37.146 |
| S-2 | 122.366 | S-13 | 87.515 | S-12 | 39.375 |
| S-3 | 121.799 | S-14 | 68.811 | S-13 | 46.207 |
| M _w =7.1 | | M _w =6.3 | | S-14 | 65.899 |
| S-1 | 112.422 | S-1 | 31.753 | S-15 | 52.114 |
| S-2 | 117.305 | S-2 | 44.269 | S-16 | 41.269 |
| M _w =7.0 | | S-3 | 35.842 | S-17 | 35.784 |
| S-1 | 133.155 | S-4 | 38.199 | S-18 | 37.961 |
| S-2 | 132.986 | S-5 | 38.498 | S-19 | 42.218 |
| M _w =6.9 | | S-6 | 46.902 | S-20 | 33.177 |
| S-1 | 104.861 | S-7 | 29.554 | S-21 | 36.976 |
| S-2 | 126.665 | S-8 | 35.736 | S-22 | 56.430 |
| M _w =6.8 | | S-9 | 35.902 | S-23 | 63.769 |
| S-1 | 78.017 | S-10 | 38.022 | M _w =6.0 | |
| S-2 | 104.533 | S-11 | 46.046 | S-1 | 24.664 |
| S-3 | 87.383 | S-12 | 39.536 | S-2 | 29.561 |
| M _w =6.7 | | S-13 | 44.472 | S-3 | 38.132 |
| S-1 | 48.448 | S-14 | 54.435 | S-4 | 31.666 |
| S-2 | 97.293 | S-15 | 56.841 | S-5 | 31.234 |
| S-3 | 62.125 | S-16 | 51.023 | S-6 | 32.289 |
| S-4 | 65.921 | S-17 | 36.374 | S-7 | 27.614 |
| S-5 | 98.678 | M _w =6.2 | | S-8 | 32.867 |
| M _w =6.6 | | S-1 | 50.531 | S-9 | 35.408 |
| S-1 | 82.676 | S-2 | 46.021 | S-10 | 25.521 |
| S-2 | 47.993 | S-3 | 35.083 | S-11 | 28.919 |
| S-3 | 70.454 | S-4 | 35.944 | S-12 | 38.719 |
| S-4 | 56.955 | S-5 | 49.795 | S-13 | 33.182 |
| S-5 | 59.608 | S-6 | 41.440 | S-14 | 30.471 |
| S-6 | 87.528 | S-7 | 34.433 | S-15 | 32.269 |
| S-7 | 93.264 | S-8 | 35.700 | S-16 | 28.198 |
| M _w =6.5 | | S-9 | 49.067 | S-17 | 35.686 |
| S-1 | 49.679 | S-10 | 49.341 | S-18 | 36.727 |
| S-2 | 64.519 | S-11 | 40.969 | S-19 | 29.861 |
| S-3 | 62.714 | S-12 | 39.806 | S-20 | 28.767 |
| S-4 | 47.588 | S-13 | 38.975 | S-21 | 32.754 |
| S-5 | 70.382 | S-14 | 53.811 | S-22 | 30.621 |
| S-6 | 77.803 | S-15 | 45.901 | S-23 | 33.789 |
| S-7 | 58.219 | S-16 | 39.698 | S-24 | 38.863 |
| S-8 | 113.922 | S-17 | 32.097 | | |
| S-9 | 110.628 | S-18 | 43.783 | | |
| S-10 | 83.255 | S-19 | 43.444 | | |

Tabla A.10. Aceleraciones máximas absolutas de las simulaciones realizadas en la fuente sísmica Acapulco-San Marcos

| S=simulación; Número=punto donde inicia la ruptura en la aspereza; PGA (cm/s ²) | | | | | |
|---|---------|---------------------|--------|---------------------|--------|
| M _w =7.7 | | M _w =6.5 | | S-6 | 23.619 |
| S-1 | 160.152 | S-1 | 39.075 | S-7 | 26.944 |
| M _w =7.6 | | S-2 | 37.385 | S-8 | 30.918 |
| S-1 | 124.124 | S-3 | 46.205 | S-9 | 23.612 |
| M _w =7.5 | | S-4 | 65.294 | S-10 | 21.538 |
| S-1 | 98.206 | S-5 | 78.690 | S-11 | 30.700 |
| S-2 | 125.562 | S-6 | 49.470 | S-12 | 23.792 |
| M _w =7.4 | | S-7 | 48.720 | S-13 | 26.195 |
| S-1 | 77.545 | S-8 | 42.201 | M _w =6.1 | |
| S-2 | 113.439 | M _w =6.4 | | S-1 | 24.175 |
| S-3 | 107.079 | S-1 | 31.034 | S-2 | 25.947 |
| M _w =7.3 | | S-2 | 30.420 | S-3 | 25.612 |
| S-1 | 86.577 | S-3 | 36.918 | S-4 | 22.840 |
| S-2 | 95.991 | S-4 | 52.605 | S-5 | 22.870 |
| M _w =7.2 | | S-5 | 36.165 | S-6 | 22.601 |
| S-1 | 90.113 | S-6 | 38.907 | S-7 | 29.932 |
| M _w =7.1 | | S-7 | 34.378 | S-8 | 29.499 |
| S-1 | 110.310 | S-8 | 46.943 | S-9 | 24.738 |
| M _w =7.0 | | S-9 | 57.156 | S-10 | 20.864 |
| S-1 | 79.905 | S-10 | 41.604 | S-11 | 30.815 |
| M _w =6.9 | | M _w =6.3 | | S-12 | 24.639 |
| S-1 | 55.075 | S-1 | 33.197 | S-13 | 27.347 |
| S-2 | 76.334 | S-2 | 31.067 | S-14 | 26.035 |
| M _w =6.8 | | S-3 | 36.572 | M _w =6.0 | |
| S-1 | 59.986 | S-4 | 44.370 | S-1 | 29.077 |
| S-2 | 69.717 | S-5 | 34.739 | S-2 | 25.274 |
| S-3 | 124.163 | S-6 | 26.246 | S-3 | 20.599 |
| M _w =6.7 | | S-7 | 34.863 | S-4 | 21.744 |
| S-1 | 58.892 | S-8 | 30.079 | S-5 | 24.855 |
| S-2 | 61.726 | S-9 | 44.410 | S-6 | 23.361 |
| S-3 | 73.745 | S-10 | 28.907 | S-7 | 32.850 |
| S-4 | 100.007 | S-11 | 61.377 | S-8 | 32.721 |
| M _w =6.6 | | S-12 | 35.381 | S-9 | 23.901 |
| S-1 | 50.790 | M _w =6.2 | | S-10 | 23.704 |
| S-2 | 47.455 | S-1 | 28.538 | S-11 | 30.798 |
| S-3 | 54.521 | S-2 | 26.222 | S-12 | 25.528 |
| S-4 | 60.596 | S-3 | 26.607 | S-13 | 27.720 |
| S-5 | 74.793 | S-4 | 24.683 | S-14 | 33.304 |
| S-6 | 55.440 | S-5 | 23.172 | S-15 | 23.970 |
| | | | | S-16 | 29.006 |

Tabla A.11. Aceleraciones máximas absolutas de las simulaciones realizadas en la fuente sísmica Guerrero Central

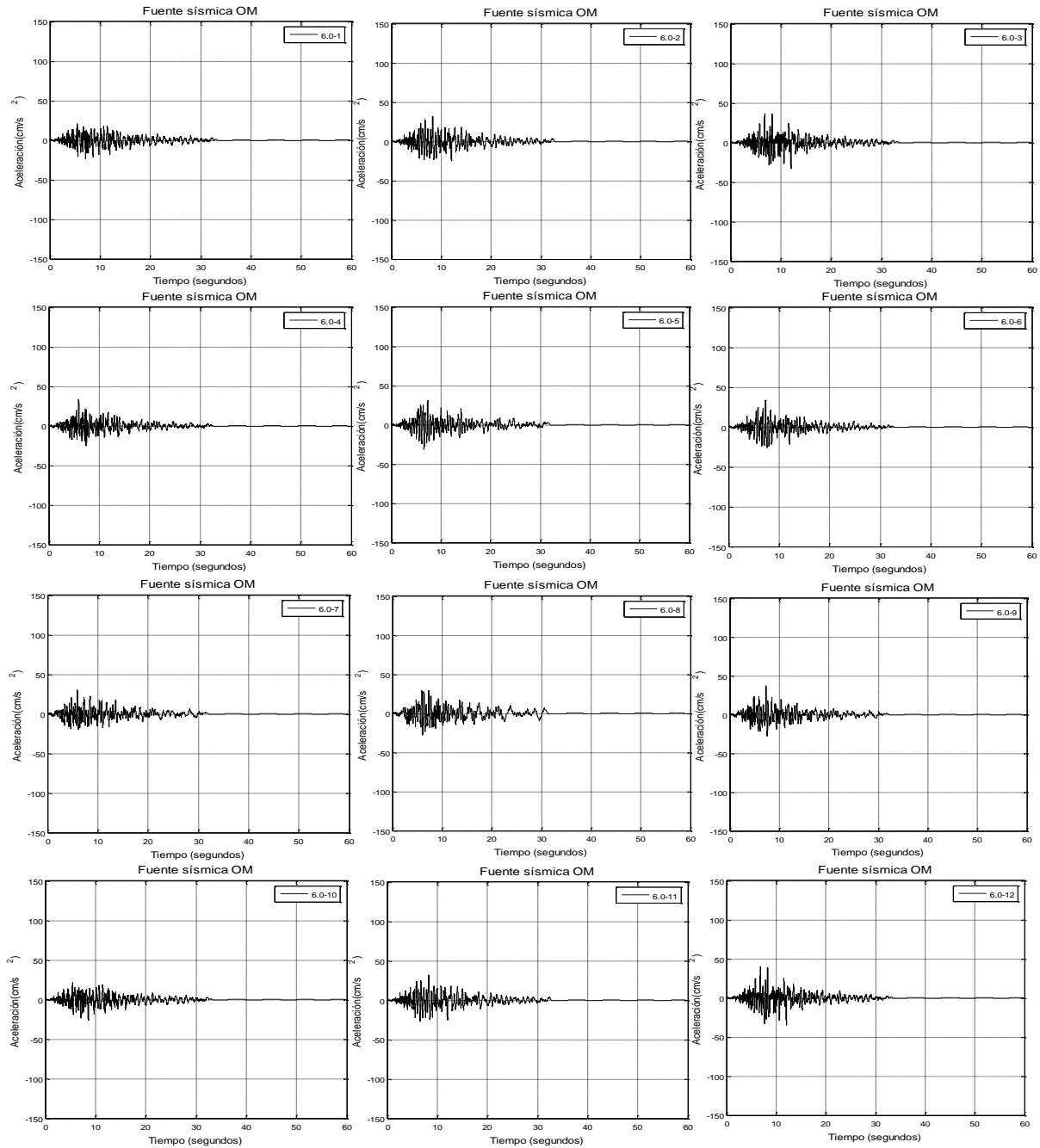
| S=simulación; Letra=punto donde inicia la ruptura en la aspereza; PGA (cm/s ²) | | | | | |
|--|---------|--|---------|--|--------|
| M _w =8.2; A ₁ =100x70 km | | M _w =7.7; A ₆ =56x40 km | | M _w =7.2; A ₁₁ =32x22 km | |
| S-A | 598.50 | S-A | 499.64 | S-A | 305.67 |
| S-B | 481.80 | S-B | 491.05 | S-B | 435.06 |
| S-C | 439.33 | S-C | 459.69 | S-C | 322.62 |
| S-D | 1240.83 | S-D | 912.85 | S-D | 539.26 |
| S-E | 1292.48 | S-E | 840.12 | S-E | 432.97 |
| S-F | 883.81 | S-F | 623.86 | M _w =7.1; A ₁₂ =28x20 km | |
| S-G | 1754.55 | S-G | 1272.79 | S-A | 422.34 |
| S-H | 2358.41 | S-H | 1079.63 | S-B | 315.56 |
| S-I | 2154.55 | S-I | 796.09 | S-C | 365.68 |
| M _w =8.1; A ₂ =91x61 km | | M _w =7.6; A ₇ =50x35 km | | S-D | 758.87 |
| S-A | 789.27 | S-A | 381.36 | S-E | 472.13 |
| S-B | 713.21 | S-B | 401.65 | M _w =7.0; A ₁₃ =25x18 km | |
| S-C | 506.56 | S-C | 344.96 | S-A | 229.71 |
| S-D | 1540.70 | S-D | 745.49 | S-B | 247.57 |
| S-E | 1213.97 | S-E | 532.46 | S-C | 239.93 |
| S-F | 763.45 | S-F | 518.14 | S-D | 335.38 |
| S-G | 1392.18 | S-G | 785.34 | S-E | 289.08 |
| S-H | 1895.44 | S-H | 811.20 | M _w =6.9; A ₁₄ =22x16 km | |
| S-I | 1247.44 | S-I | 679.13 | S-A | 300.43 |
| M _w =8.0; A ₃ =80x55 km | | M _w =7.5; A ₈ =45x31 km | | S-B | 278.09 |
| S-A | 955.49 | S-A | 516.80 | S-C | 220.18 |
| S-B | 594.10 | S-B | 406.12 | S-D | 302.02 |
| S-C | 455.40 | S-C | 492.22 | S-E | 253.31 |
| S-D | 1172.23 | S-D | 714.60 | M _w =6.8; A ₁₅ =20x14 km | |
| S-E | 1040.30 | S-E | 650.90 | S-A | 289.69 |
| S-F | 732.49 | S-F | 633.23 | S-B | 235.67 |
| S-G | 1428.31 | S-G | 729.70 | S-C | 206.11 |
| S-H | 2016.76 | S-H | 918.83 | S-D | 327.17 |
| S-I | 1105.71 | S-I | 782.18 | S-E | 308.14 |
| M _w =7.9; A ₄ =70x50 km | | M _w =7.4; A ₉ =40x28 km | | M _w =6.7; A ₁₆ =18x12 km | |
| S-A | 615.67 | S-A | 374.18 | S-A | 155.21 |
| S-B | 543.45 | S-B | 363.34 | S-B | 211.63 |
| S-C | 483.49 | S-C | 271.94 | S-C | 194.34 |
| S-D | 1098.64 | S-D | 445.25 | S-D | 264.58 |
| S-E | 1102.04 | S-E | 343.32 | M _w =6.6; A ₁₇ =16x11 km | |
| S-F | 905.11 | S-F | 353.85 | S-A | 163.75 |
| S-G | 1312.93 | S-G | 540.26 | S-B | 206.79 |
| S-H | 1307.94 | S-H | 652.26 | S-C | 186.14 |
| S-I | 958.39 | S-I | 408.92 | S-D | 203.06 |
| M _w =7.8; A ₅ =64x44 km | | M _w =7.3; A ₁₀ =35x25 km | | M _w =6.5; A ₁₈ =14x10 km | |
| S-A | 761.58 | S-A | 443.99 | S-A | 200.83 |
| S-B | 727.61 | S-B | 278.12 | S-B | 184.79 |
| S-C | 432.70 | S-C | 312.31 | S-C | 179.38 |
| S-D | 1006.04 | S-D | 528.93 | S-D | 209.18 |
| S-E | 1044.30 | S-E | 375.51 | M _w =6.4; A ₁₉ =12x9 km | |
| S-F | 785.46 | S-F | 447.22 | S-A | 201.76 |
| S-G | 1224.04 | S-G | 913.54 | S-B | 219.81 |
| S-H | 1268.45 | S-H | 696.83 | S-C | 204.73 |
| S-I | 949.12 | S-I | 633.18 | S-D | 168.90 |
| M _w =6.3; A ₂₀ =11x8 km | | M _w =6.2; A ₂₁ =10x7 km | | M _w =6.1; A ₂₂ =9x6 km | |
| S-A | 92.40 | S-A | 92.40 | S-A | 90.50 |
| S-B | 100.33 | S-B | 98.17 | S-B | 95.69 |
| S-C | 108.54 | S-C | 105.07 | S-C | 101.95 |
| S-D | 117.08 | S-D | 112.88 | S-D | 107.45 |
| S-E | 127.98 | S-E | 121.01 | S-E | 114.02 |

| | | | | | |
|------------------------------------|--------|-----|--------|-----|--------|
| S-F | 136.95 | S-F | 129.52 | S-F | 120.21 |
| | | S-G | 139.02 | S-G | 127.45 |
| | | | | S-H | 135.48 |
| $M_w=6.0$; $A_{23}=8 \times 5$ km | | | | | |
| S-A | 87.93 | | | | |
| S-B | 92.53 | | | | |
| S-C | 96.25 | | | | |
| S-D | 101.34 | | | | |
| S-E | 106.78 | | | | |
| S-F | 112.47 | | | | |
| S-G | 117.08 | | | | |
| S-H | 123.38 | | | | |
| S-I | 129.82 | | | | |

Tabla A.12. Aceleraciones máximas absolutas de las simulaciones realizadas en la fuente sísmica Petatlán

| S=simulación; Número=punto donde inicia la ruptura en la aspereza; PGA (cm/s^2) | | | |
|--|--------|-----------|--------|
| $M_w=7.4$ | | S-5 | 64.725 |
| S-1 | 56.350 | S-6 | 41.672 |
| $M_w=7.3$ | | S-7 | 53.505 |
| S-1 | 54.977 | S-8 | 55.324 |
| S-2 | 45.831 | S-9 | 49.467 |
| $M_w=7.2$ | | $M_w=6.7$ | |
| S-1 | 45.264 | S-1 | 50.969 |
| S-2 | 47.010 | S-2 | 54.766 |
| S-3 | 53.915 | S-3 | 52.309 |
| $M_w=7.1$ | | S-4 | 54.399 |
| S-1 | 54.416 | S-5 | 52.419 |
| S-2 | 45.048 | S-6 | 56.527 |
| $M_w=7.0$ | | S-7 | 54.250 |
| S-1 | 57.921 | S-8 | 57.106 |
| S-2 | 39.718 | S-9 | 51.983 |
| S-3 | 49.274 | S-10 | 50.910 |
| S-4 | 47.106 | $M_w=6.6$ | |
| $M_w=6.9$ | | S-1 | 53.180 |
| S-1 | 53.046 | S-2 | 41.295 |
| S-2 | 44.918 | S-3 | 45.860 |
| S-3 | 47.328 | S-4 | 47.106 |
| S-4 | 53.094 | S-5 | 54.920 |
| S-5 | 46.801 | S-6 | 42.620 |
| S-6 | 55.869 | S-7 | 47.586 |
| S-7 | 50.075 | S-8 | 48.493 |
| $M_w=6.8$ | | S-9 | 54.157 |
| S-1 | 62.223 | S-10 | 43.435 |
| S-2 | 40.444 | S-11 | 46.334 |
| S-3 | 49.705 | S-12 | 49.114 |
| S-4 | 52.566 | | |

Anexo B. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Ometepec calculados con el método de las funciones de Green empíricas



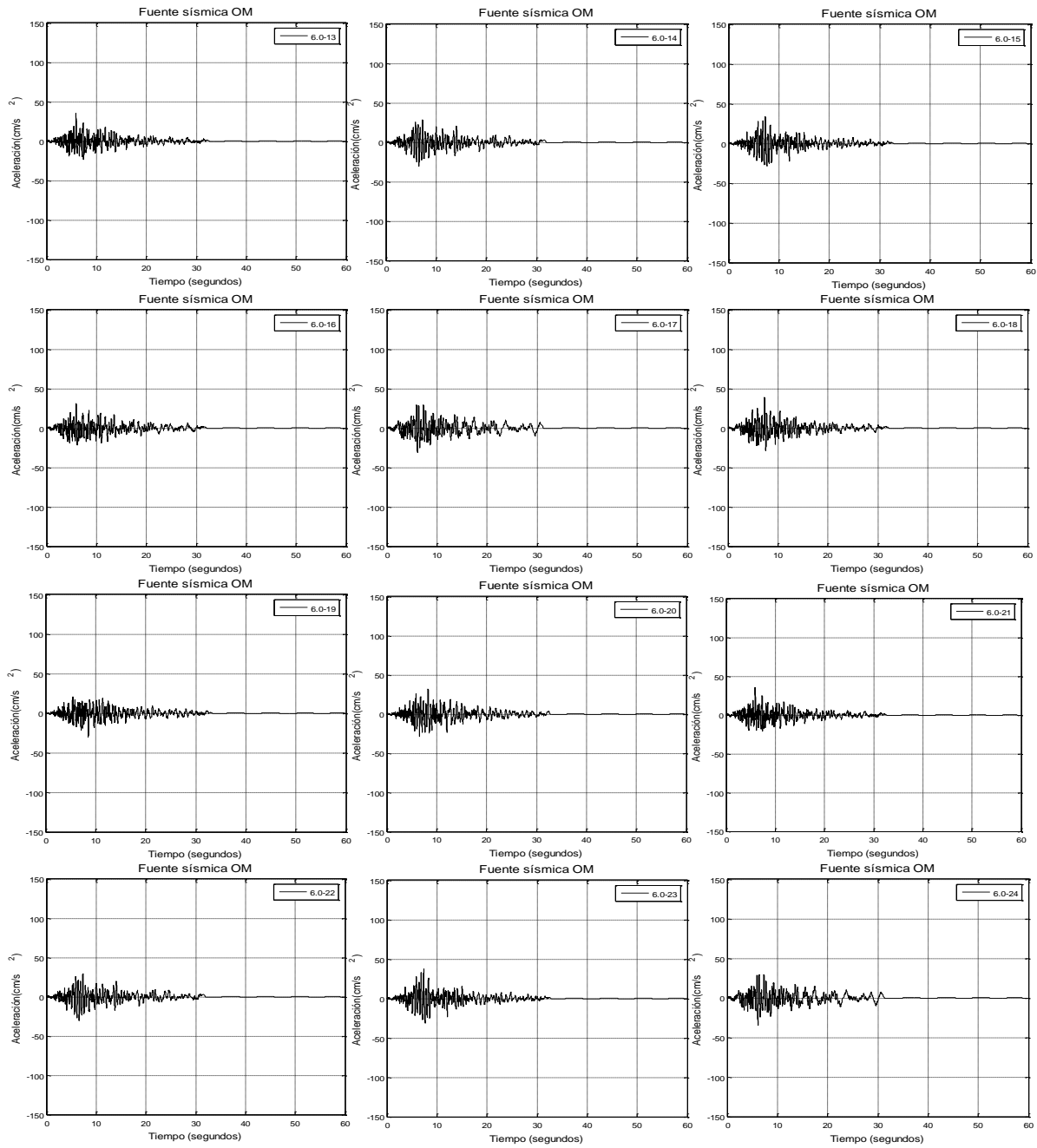
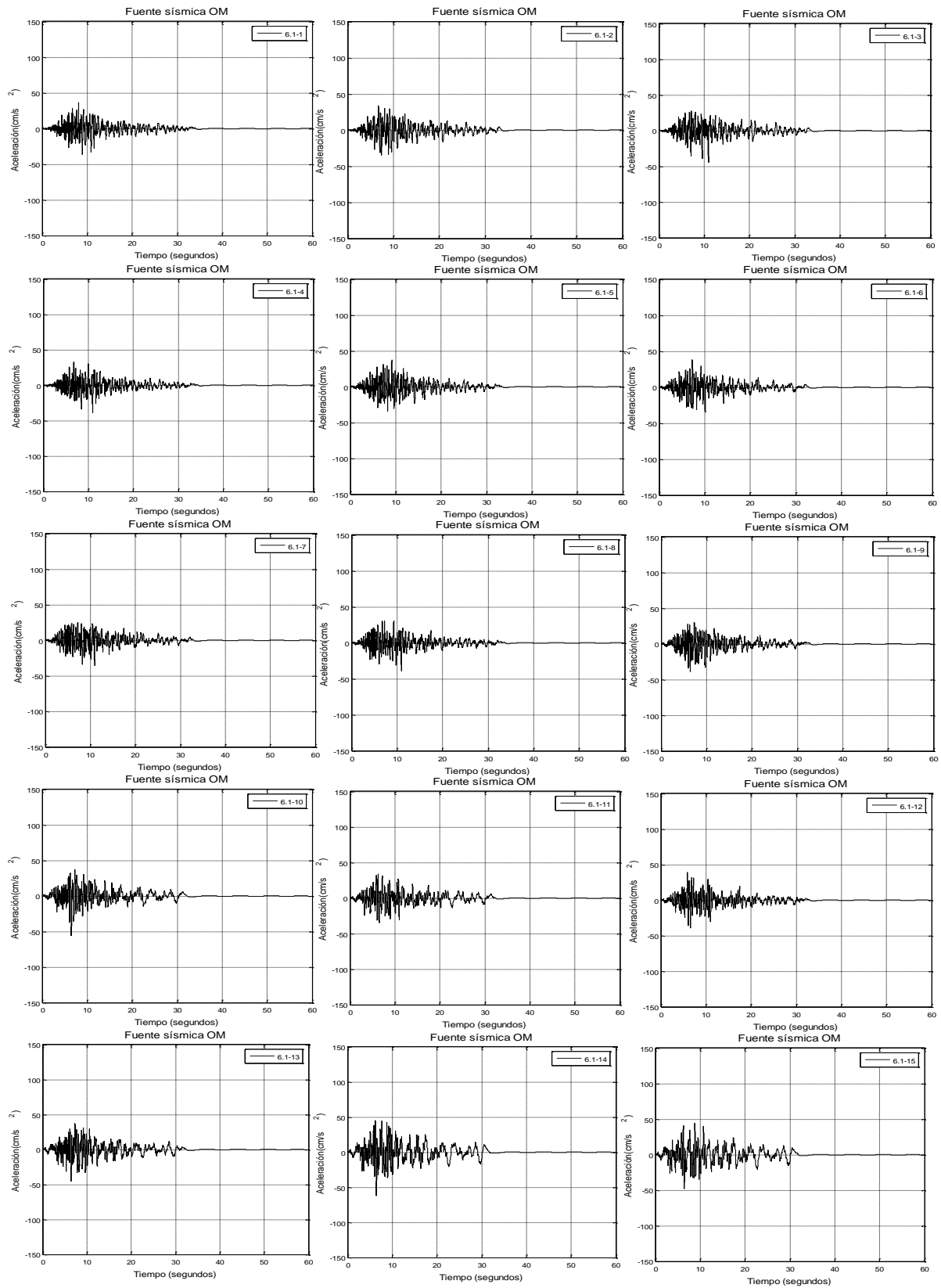


Figura B.1. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 24 para un sismo de $M_W=6.0$.



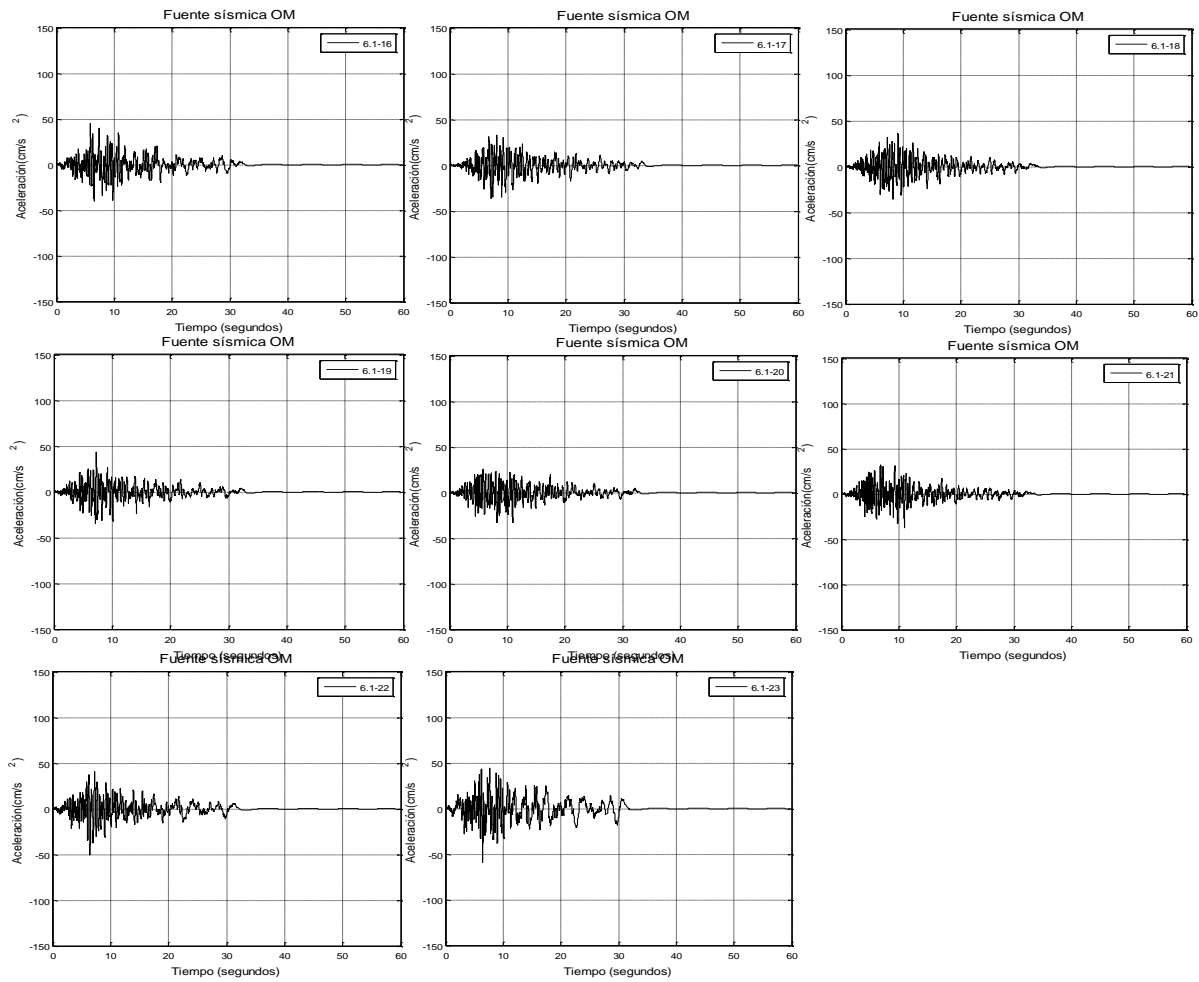
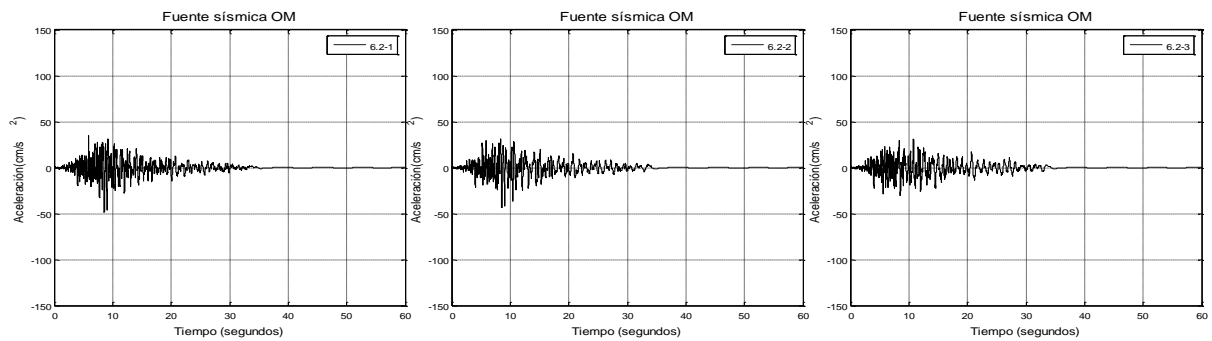
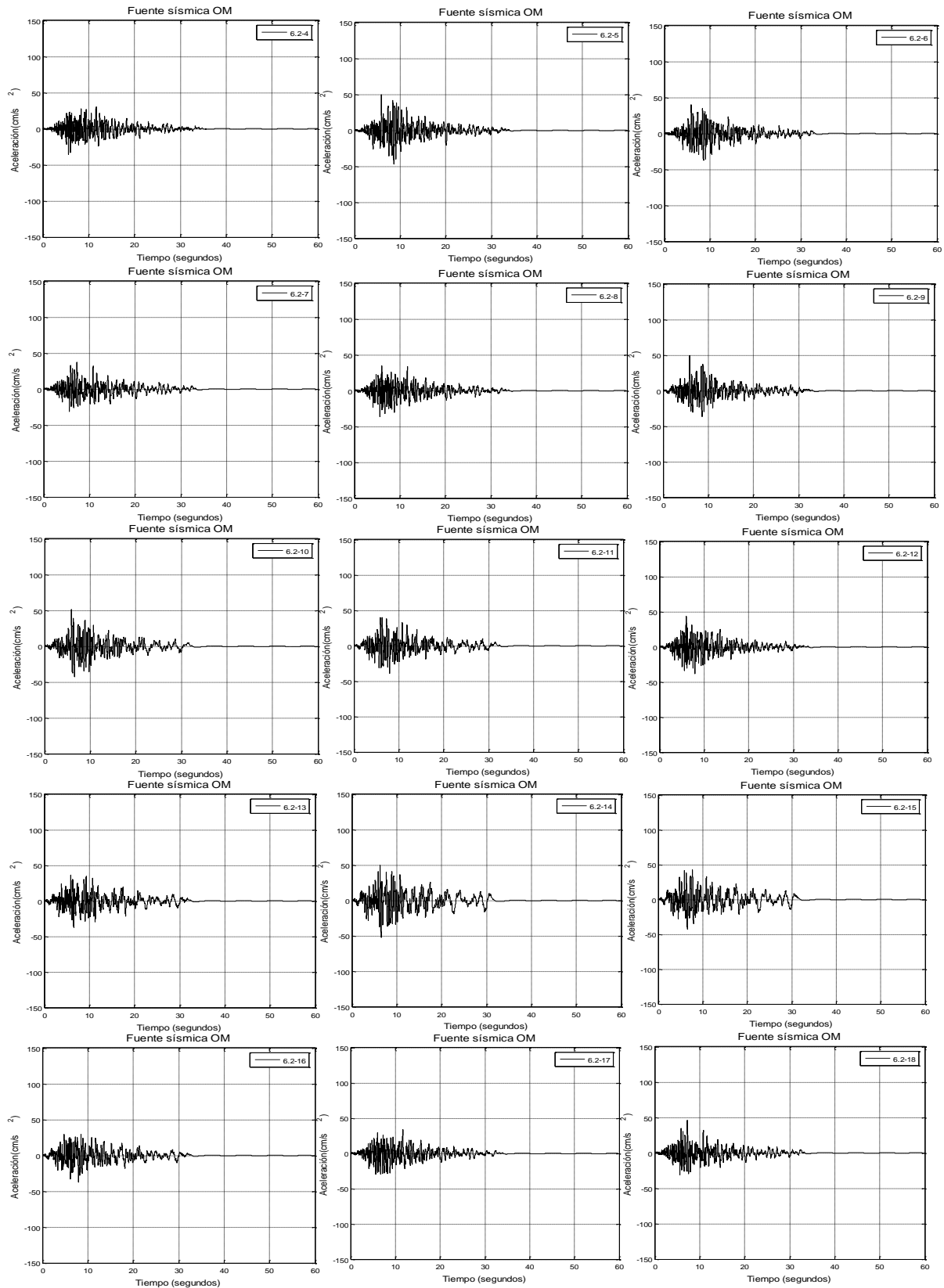


Figura B.2. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 23 para un sismo de $M_w=6.1$.





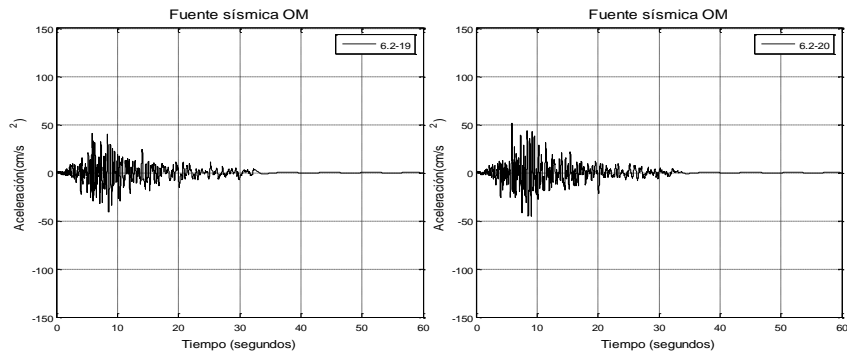
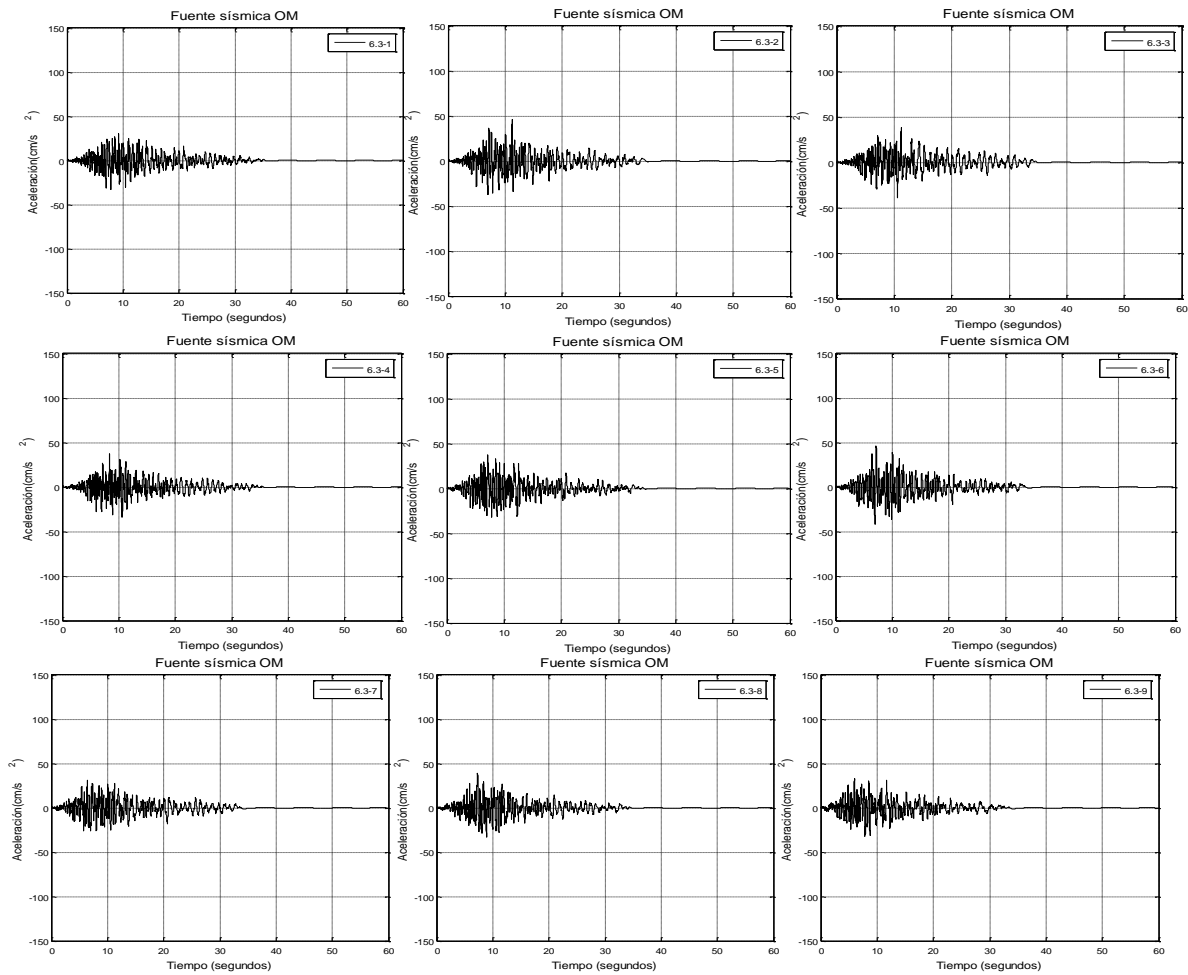


Figura B.3. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 20 para un sismo de $M_W=6.2$.



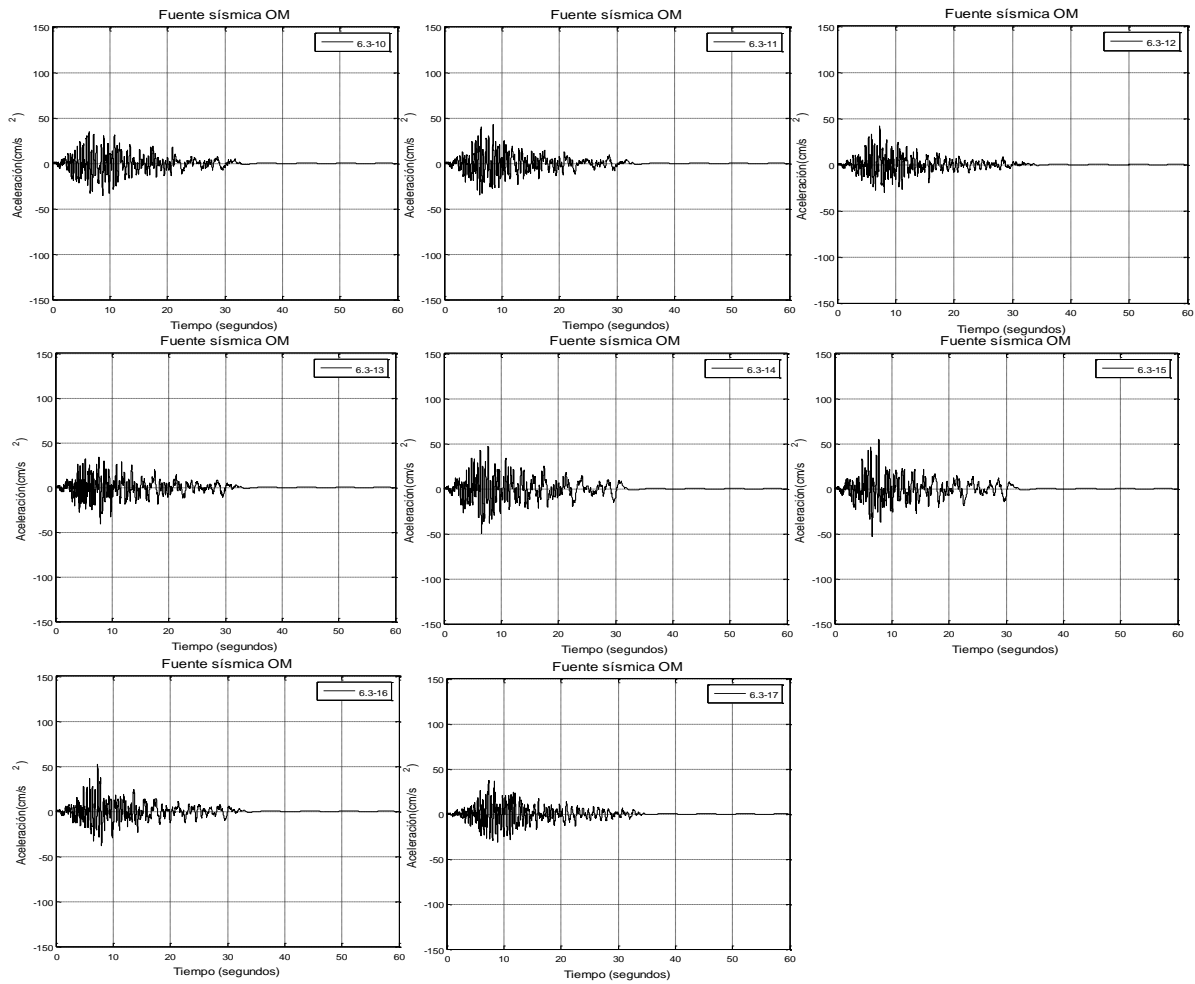
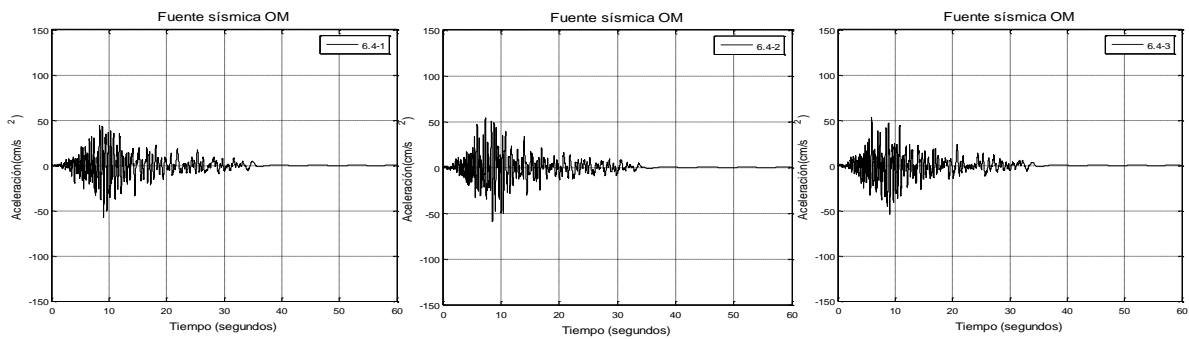


Figura B.4. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 17 para un sismo de $M_W=6.3$.



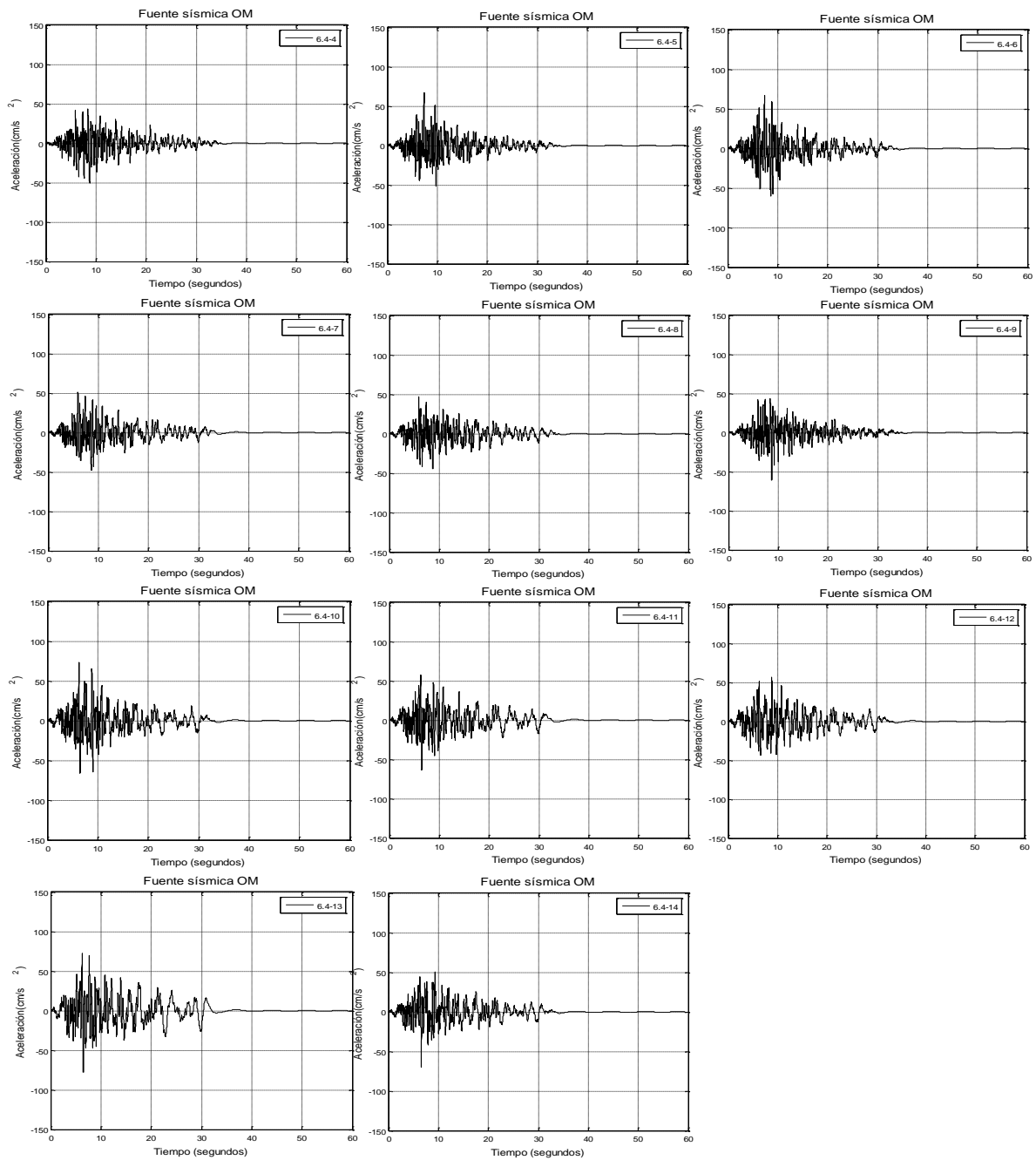


Figura B.5. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 14 para un sismo de $M_W=6.4$.

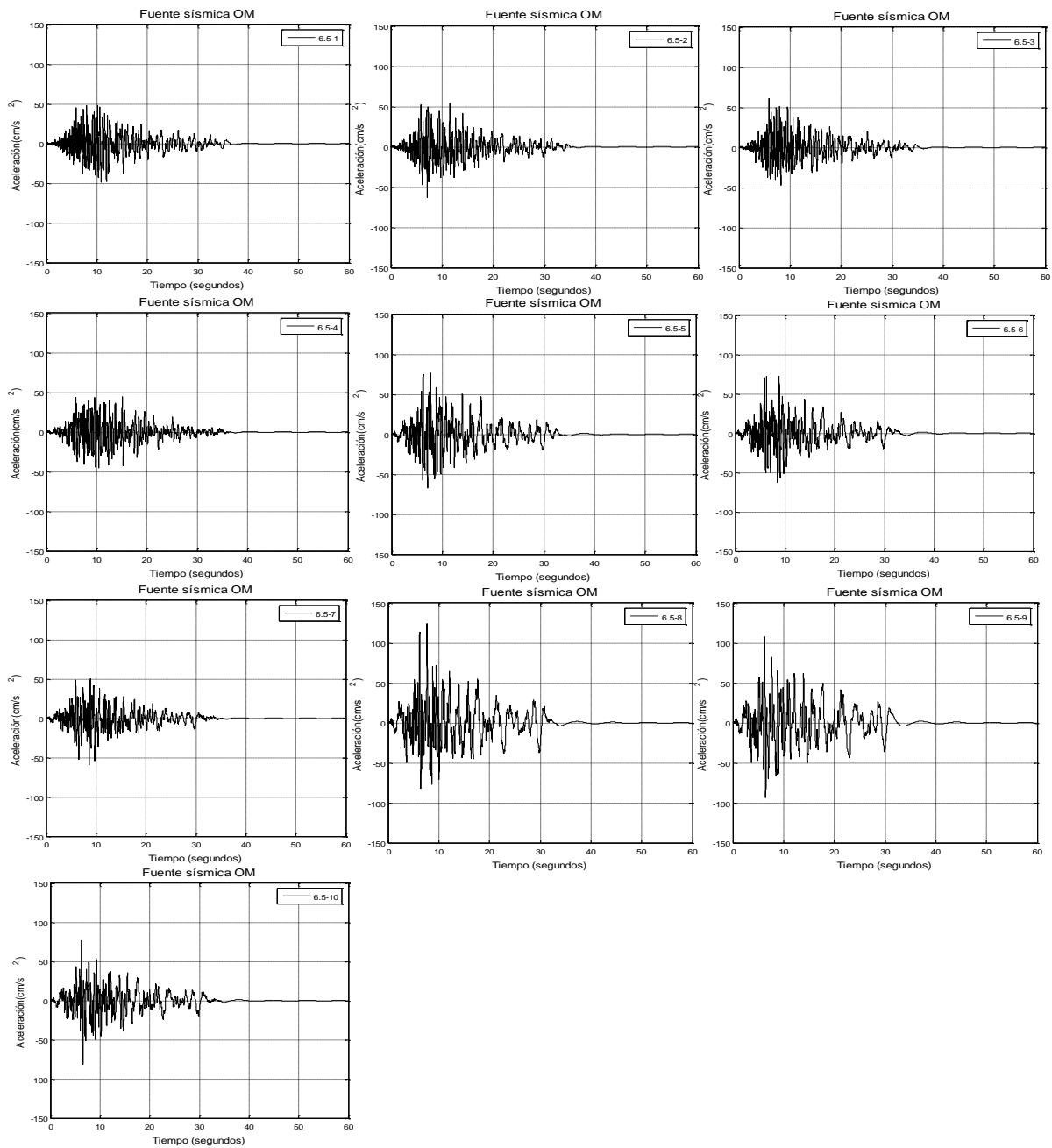
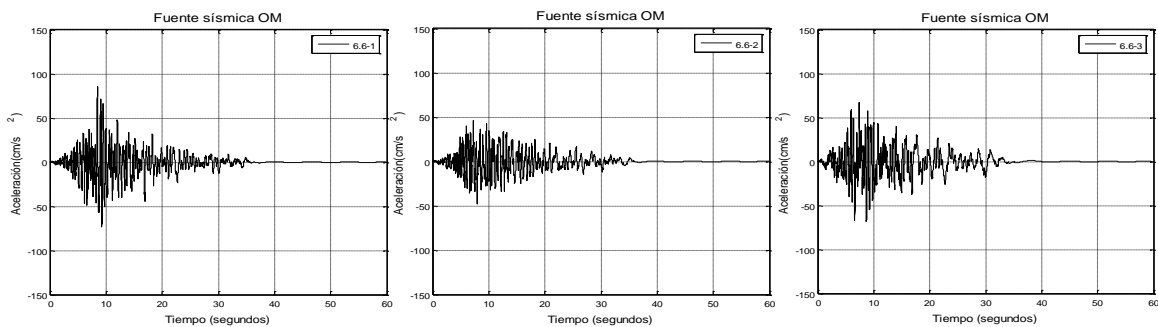


Figura B.6. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 10 para un sismo de $M_w=6.5$.



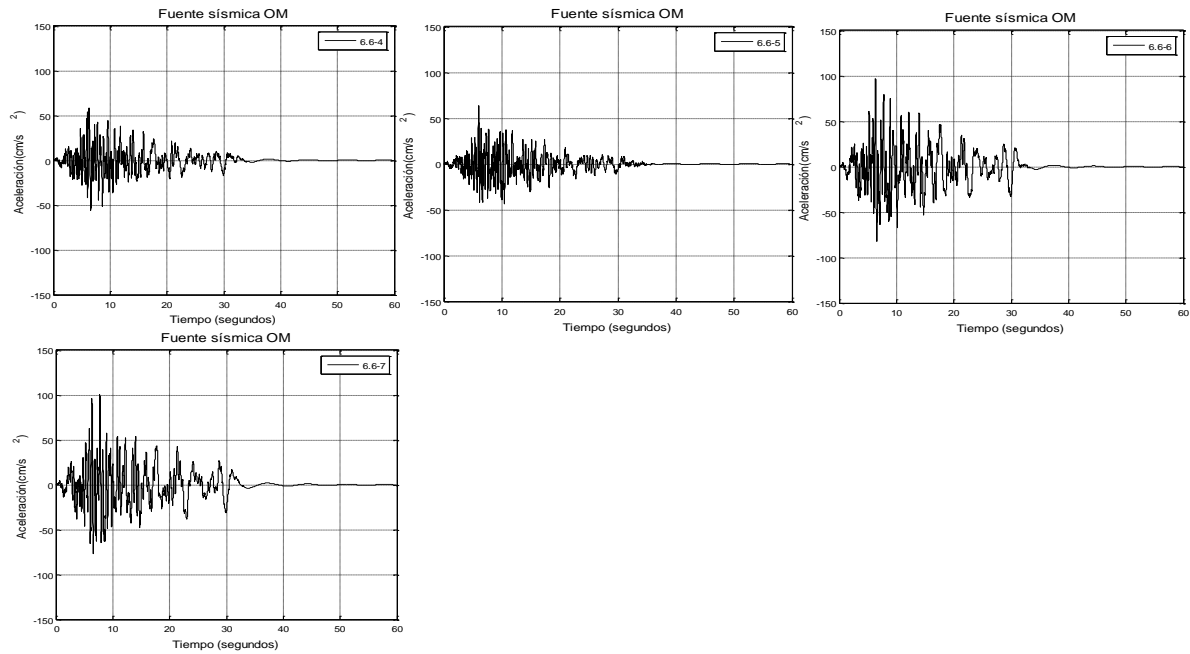


Figura B.7. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 7 para un sismo de $M_W=6.6$.

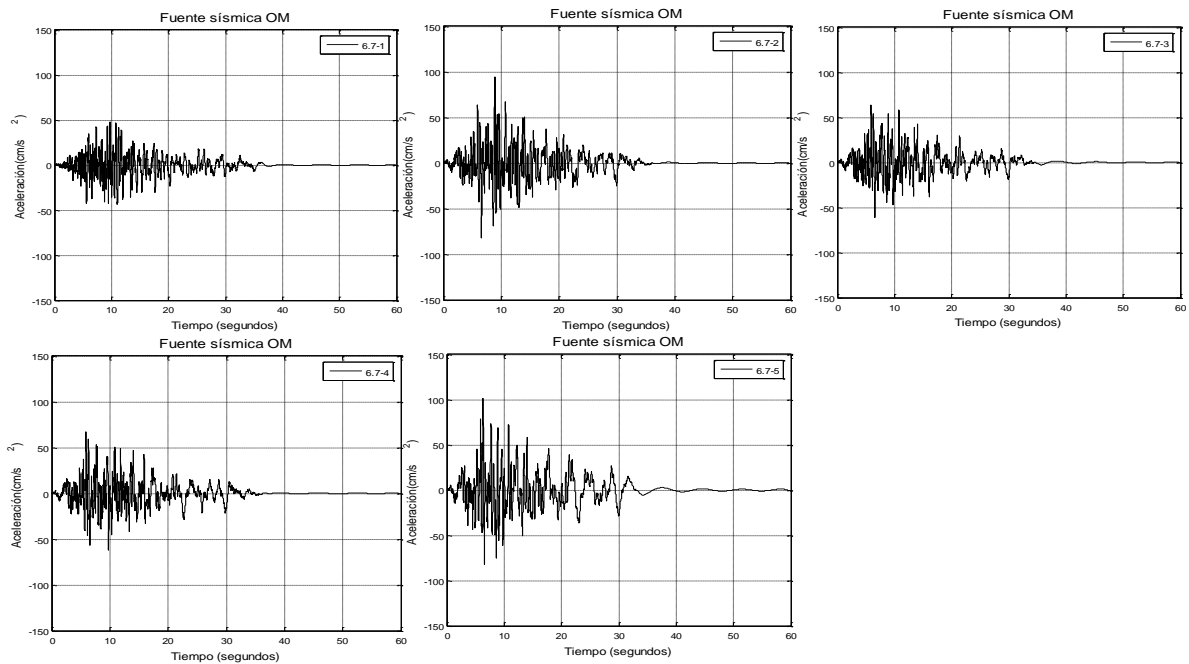


Figura B.8. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 5 para un sismo de $M_W=6.7$.

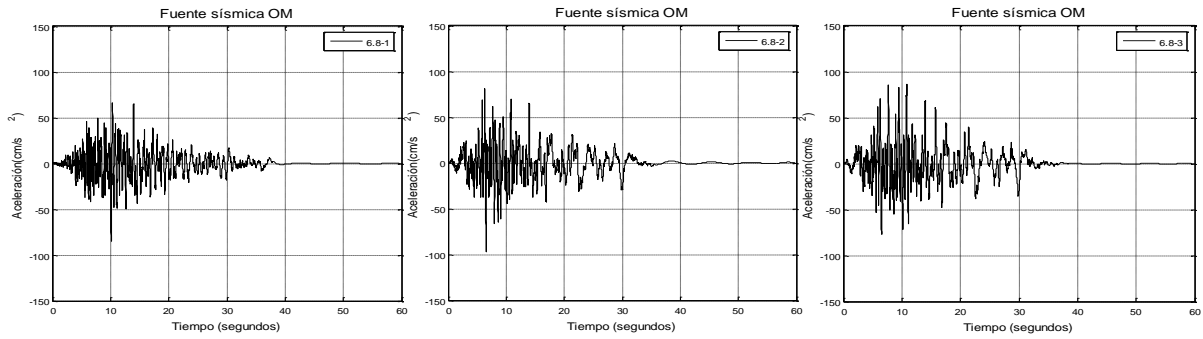


Figura B.9. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 3 para un sismo de $M_W=6.8$.

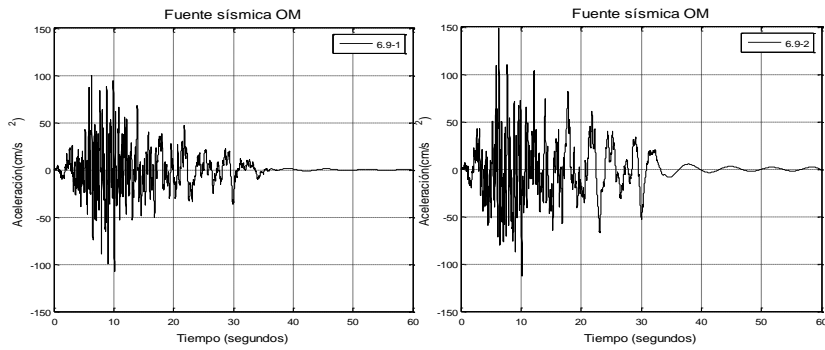


Figura B.10. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=6.9$.

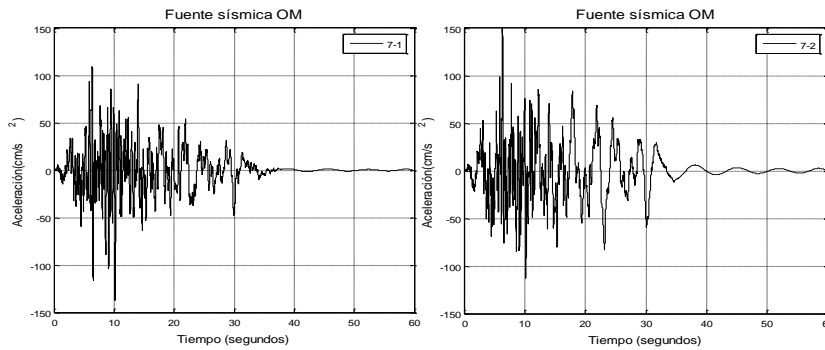


Figura B.11. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=7.0$.

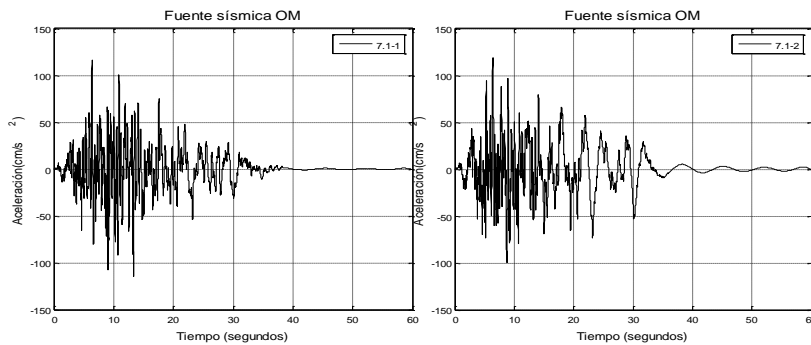


Figura B.12. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=7.1$.

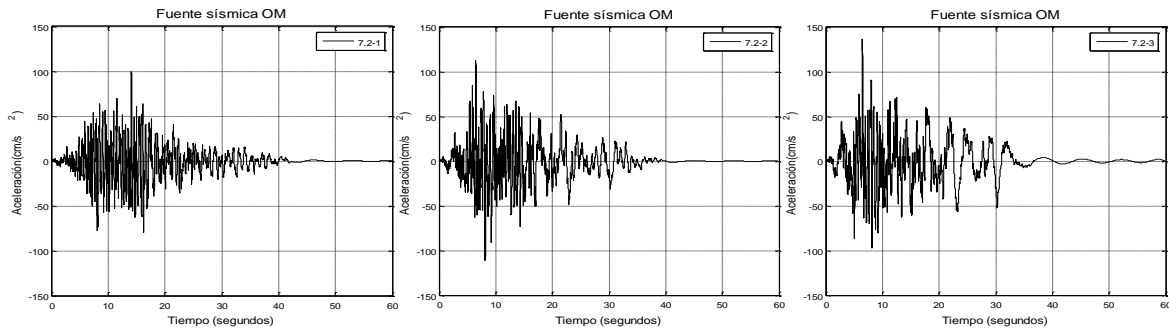


Figura B.13. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 3 para un sismo de $M_W=7.2$.

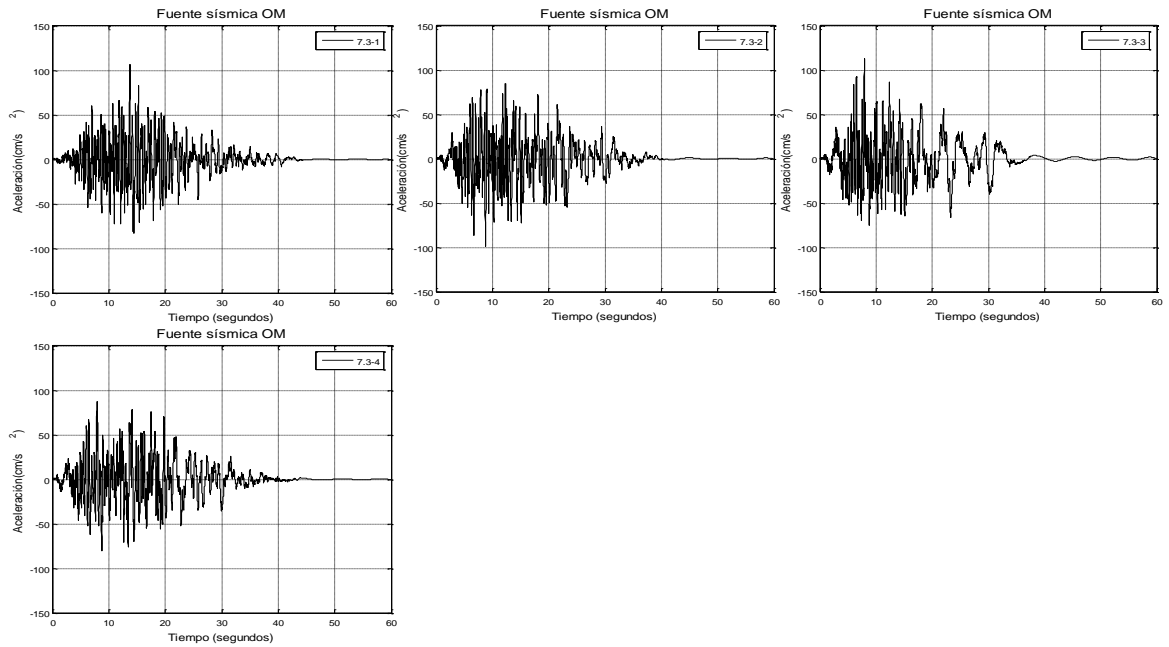


Figura B.14. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 4 para un sismo de $M_W=7.3$.

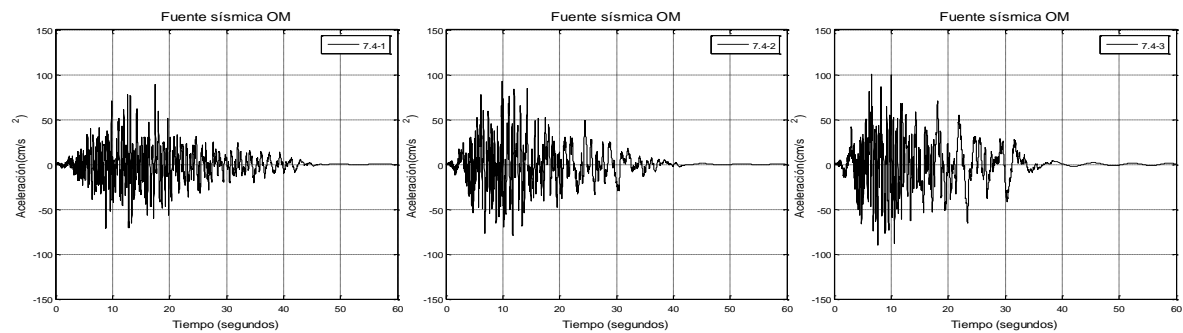


Figura B.15. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 3 para un sismo de $M_W=7.4$.

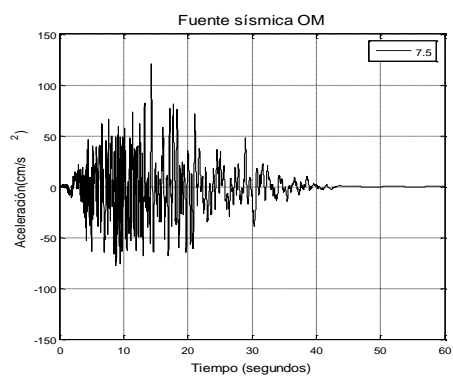
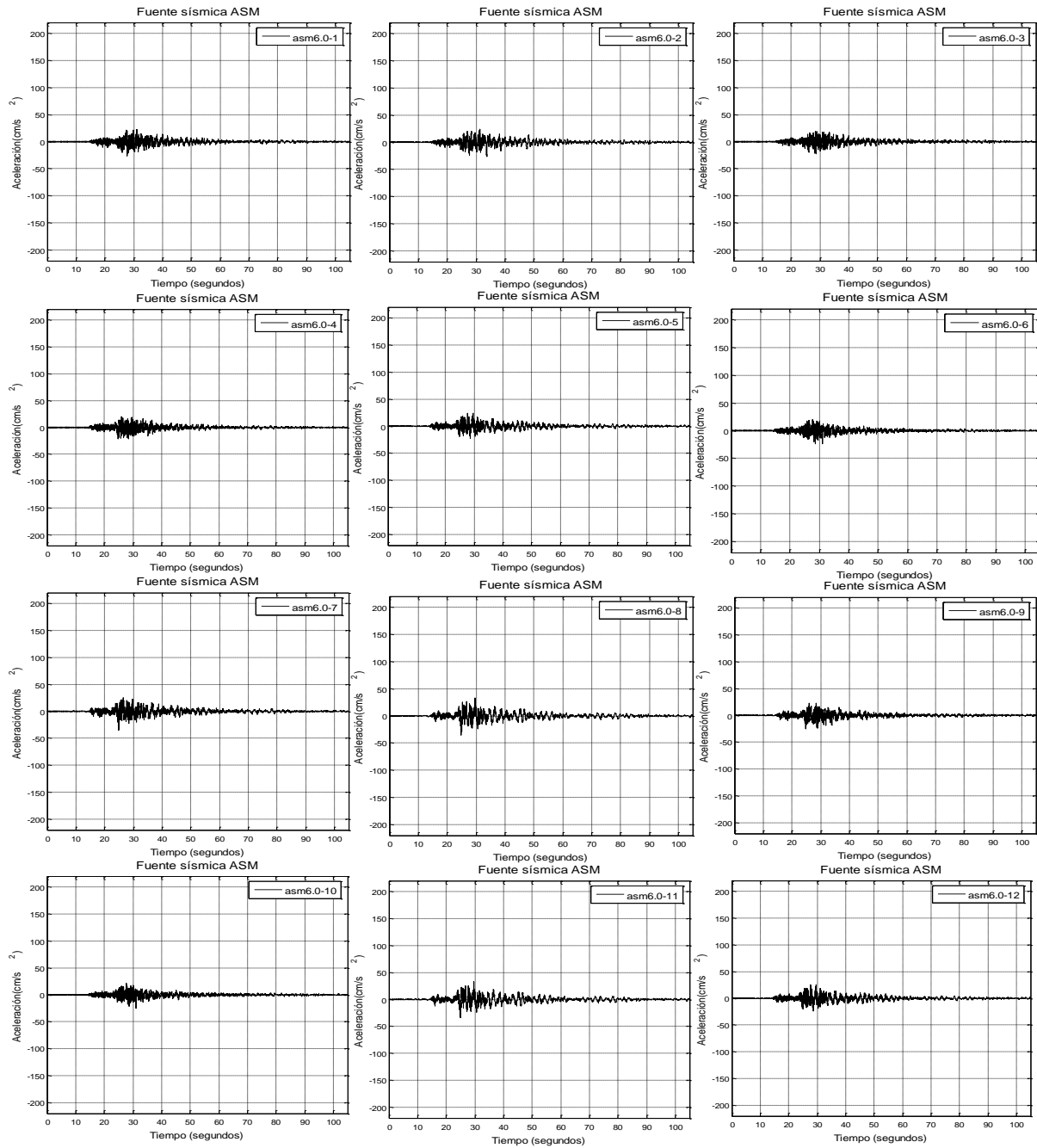


Figura B.16. Acelerogramas simulados con inicio de ruptura 1 para un sismo de $M_W=7.5$.

Anexo C. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Acapulco-San Marcos calculados con el método de las funciones de Green empíricas



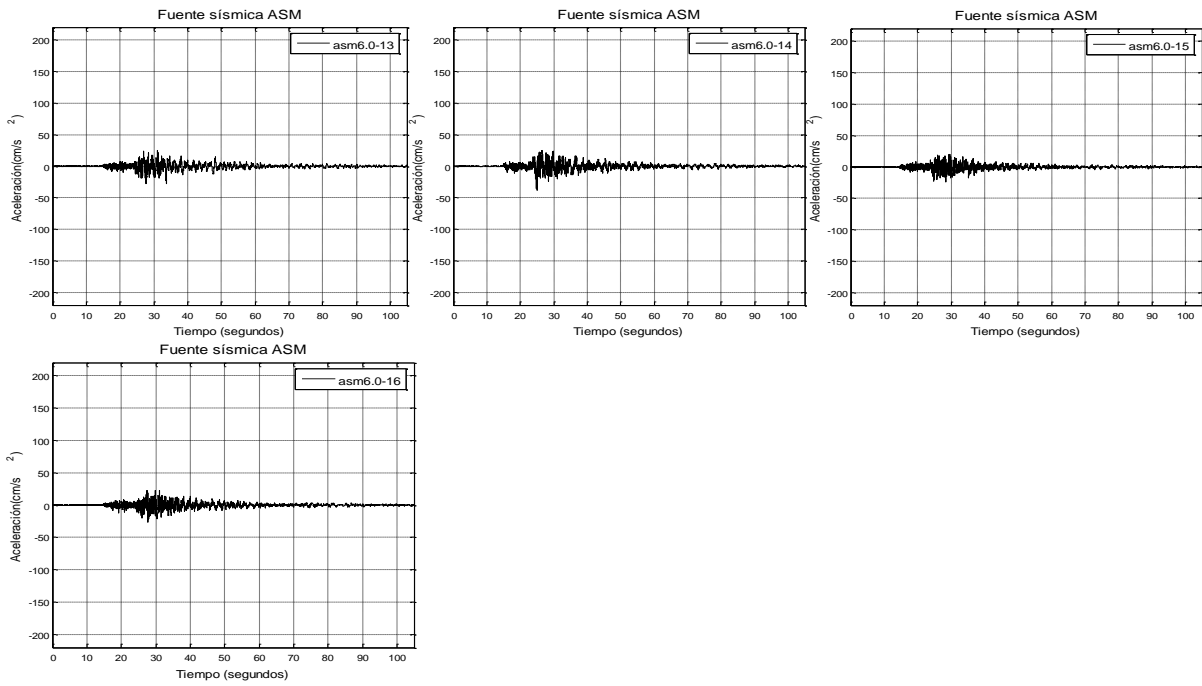
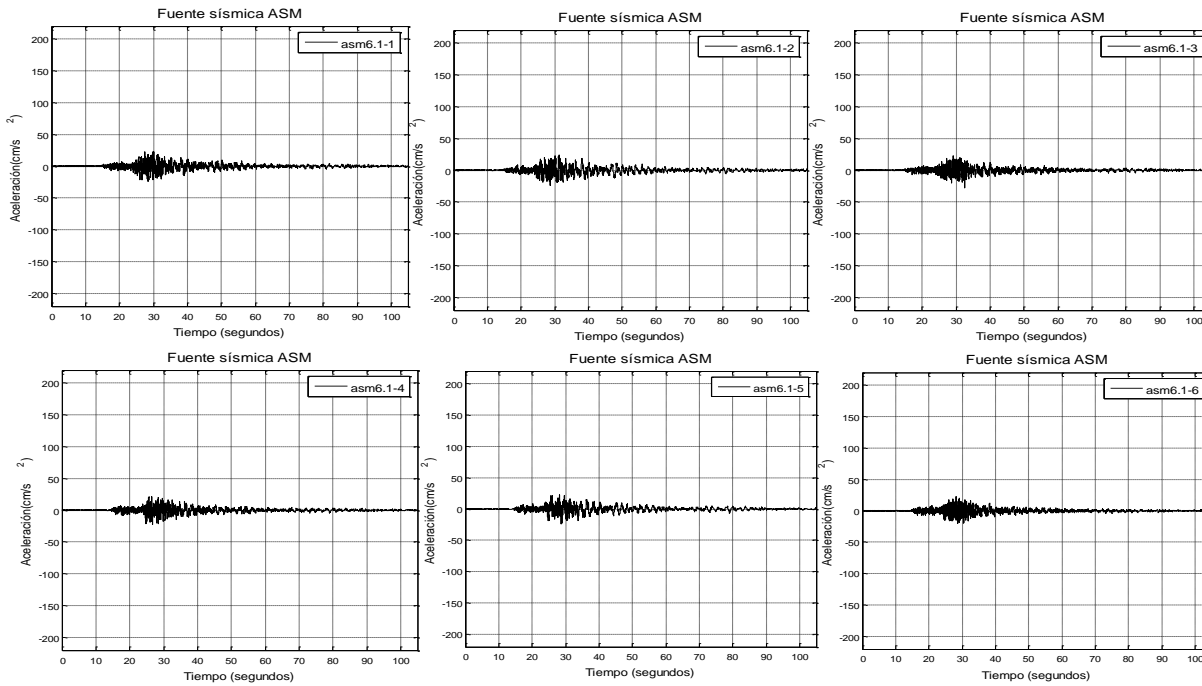


Figura C.1. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 16 para un sismo de $M_w=6.0$.



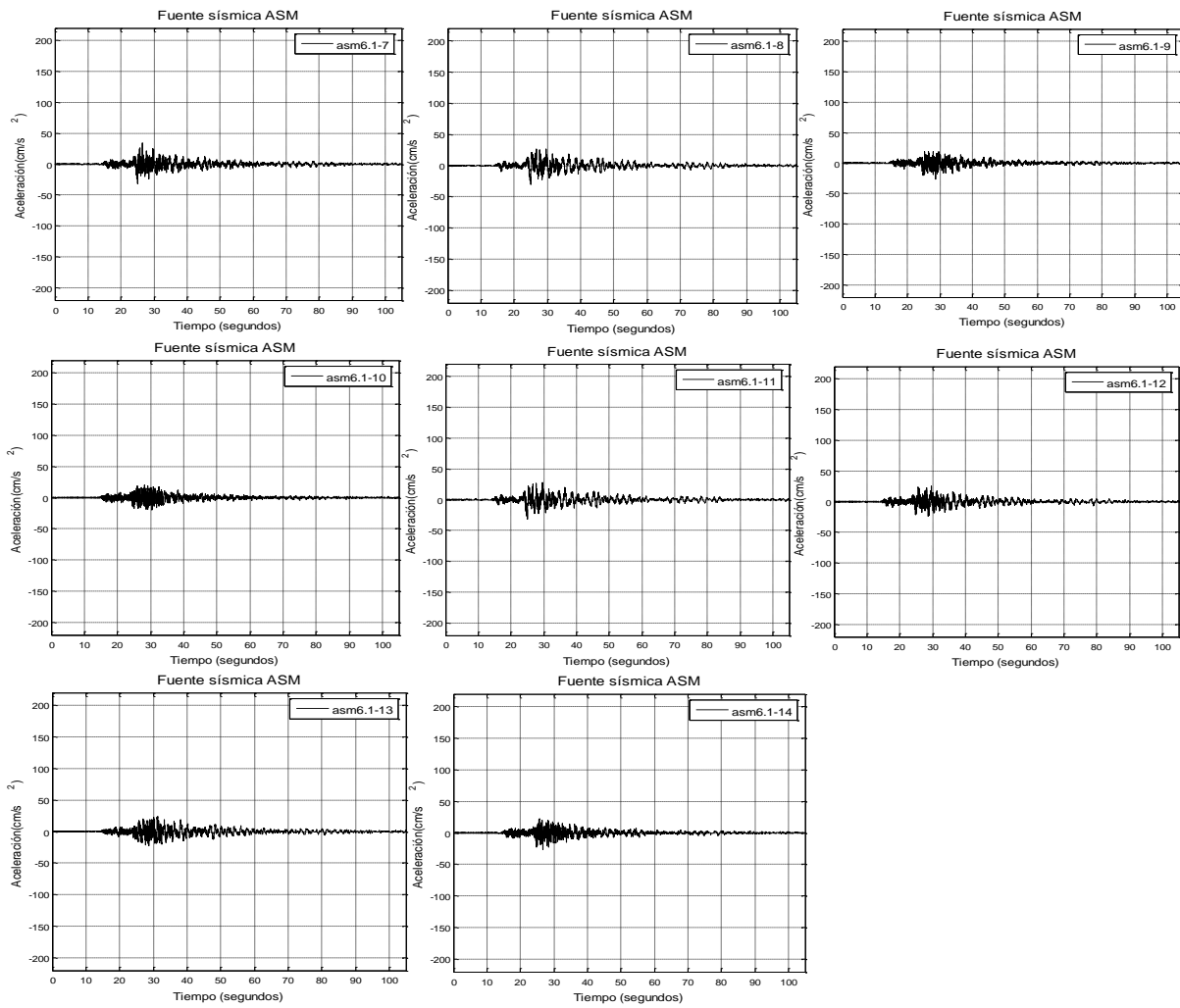
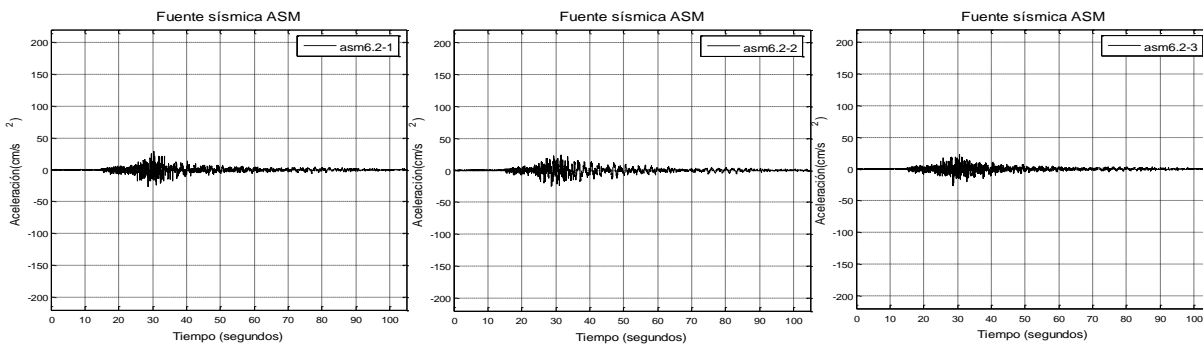


Figura C.2. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 14 para un sismo de $M_W=6.1$.



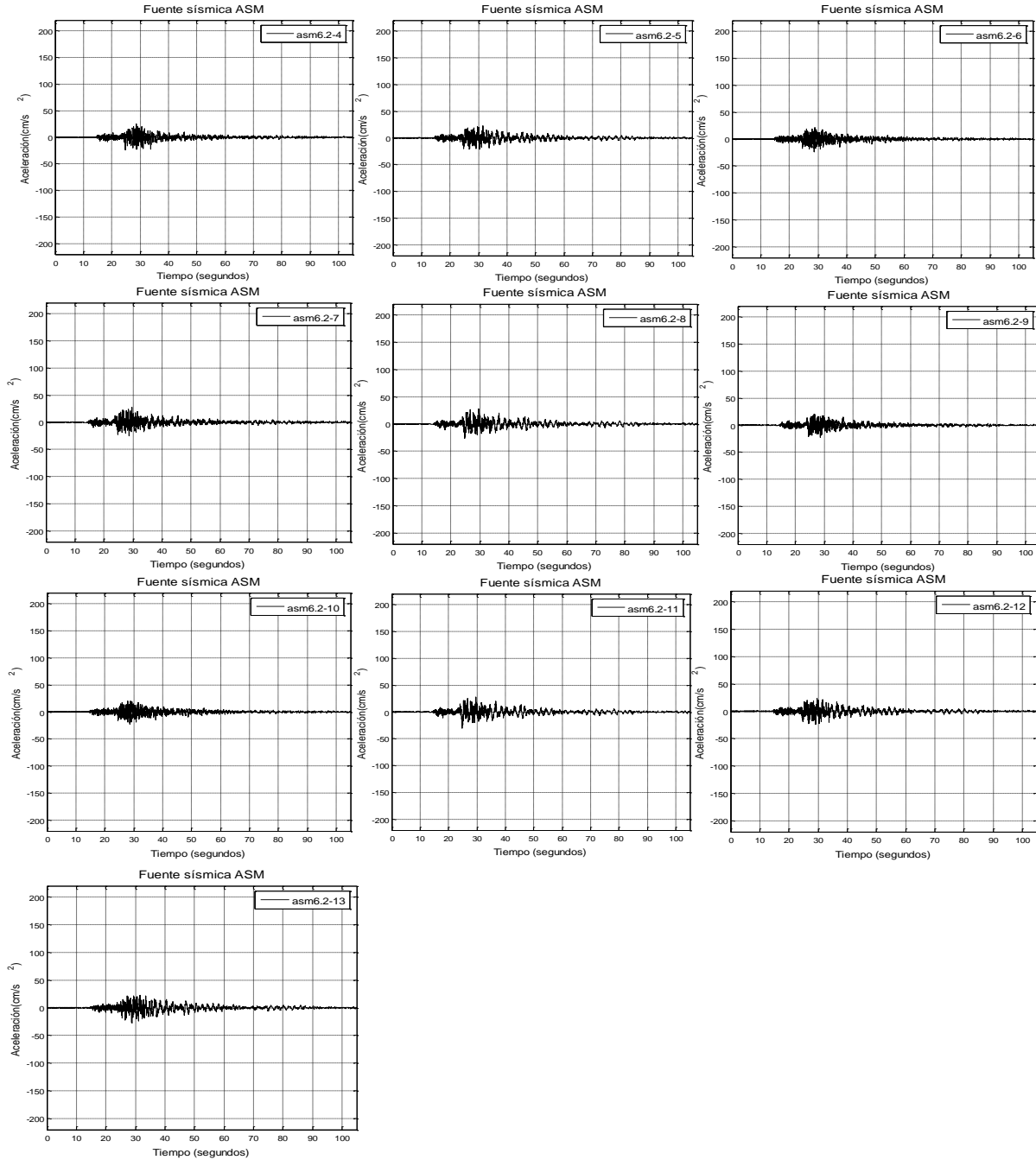


Figura C.3. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 13 para un sismo de $M_W=6.2$.

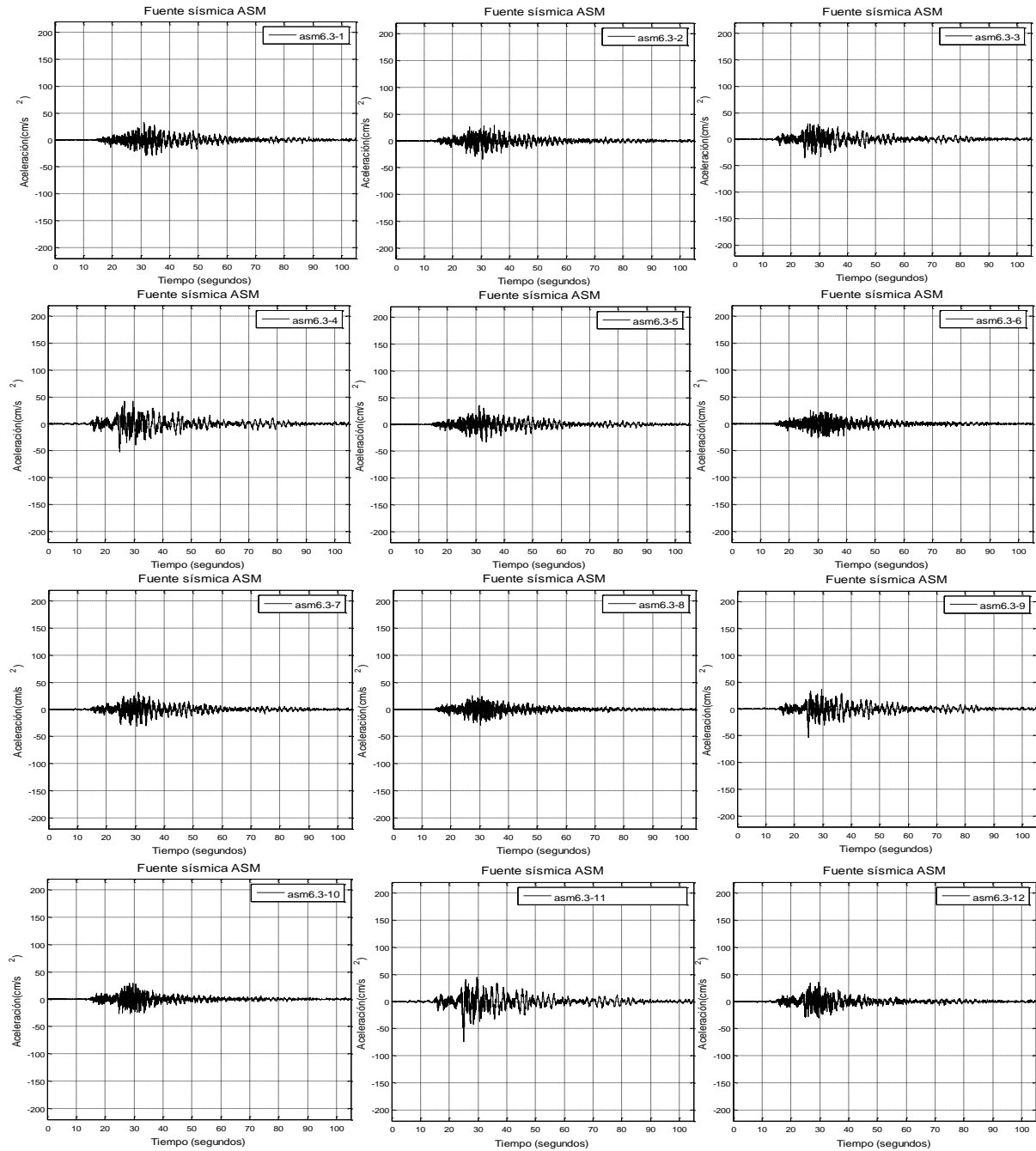


Figura C.4. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 12 para un sismo de $M_w=6.3$.

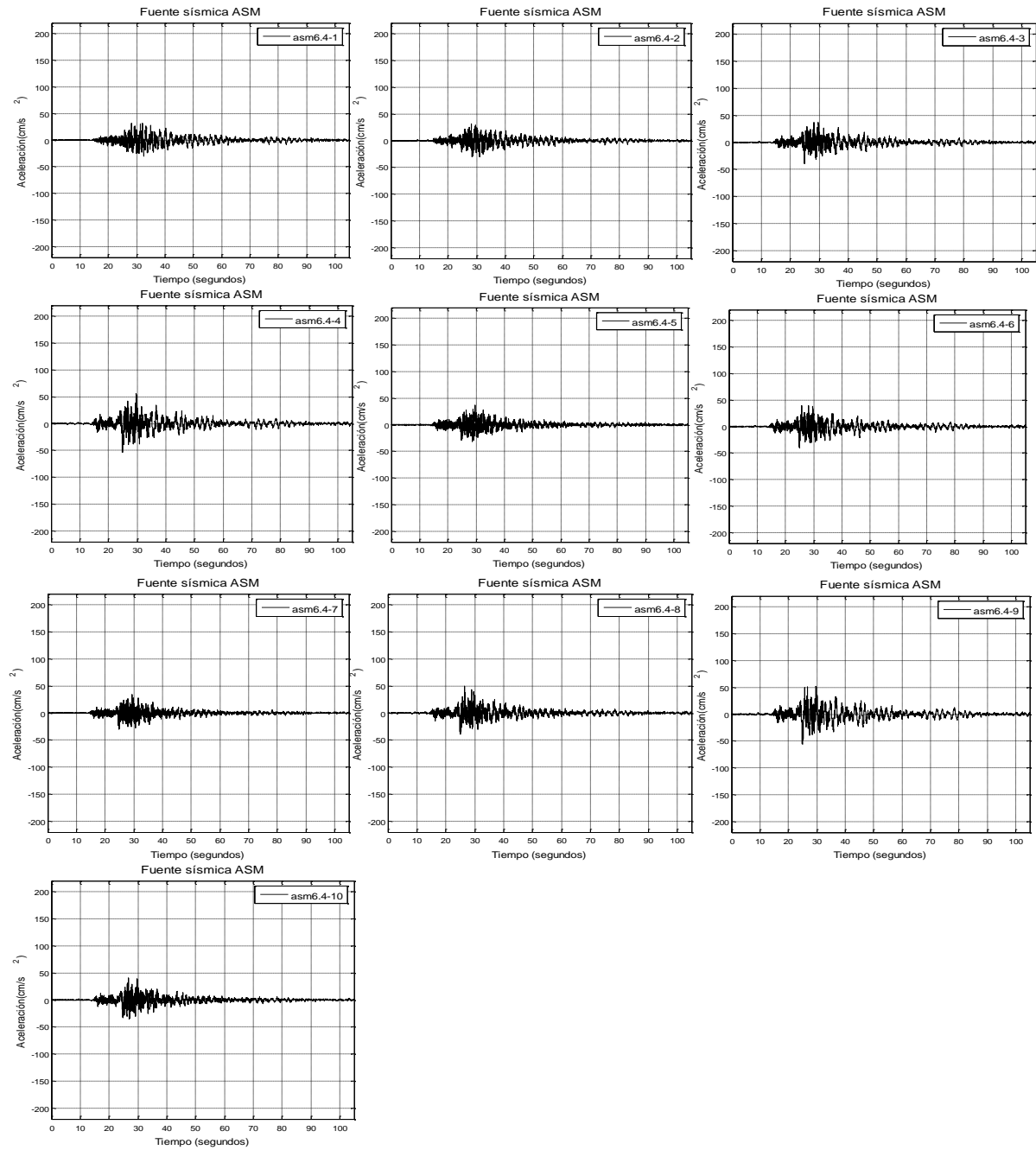


Figura C.5. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 10 para un sismo de $M_w=6.4$.

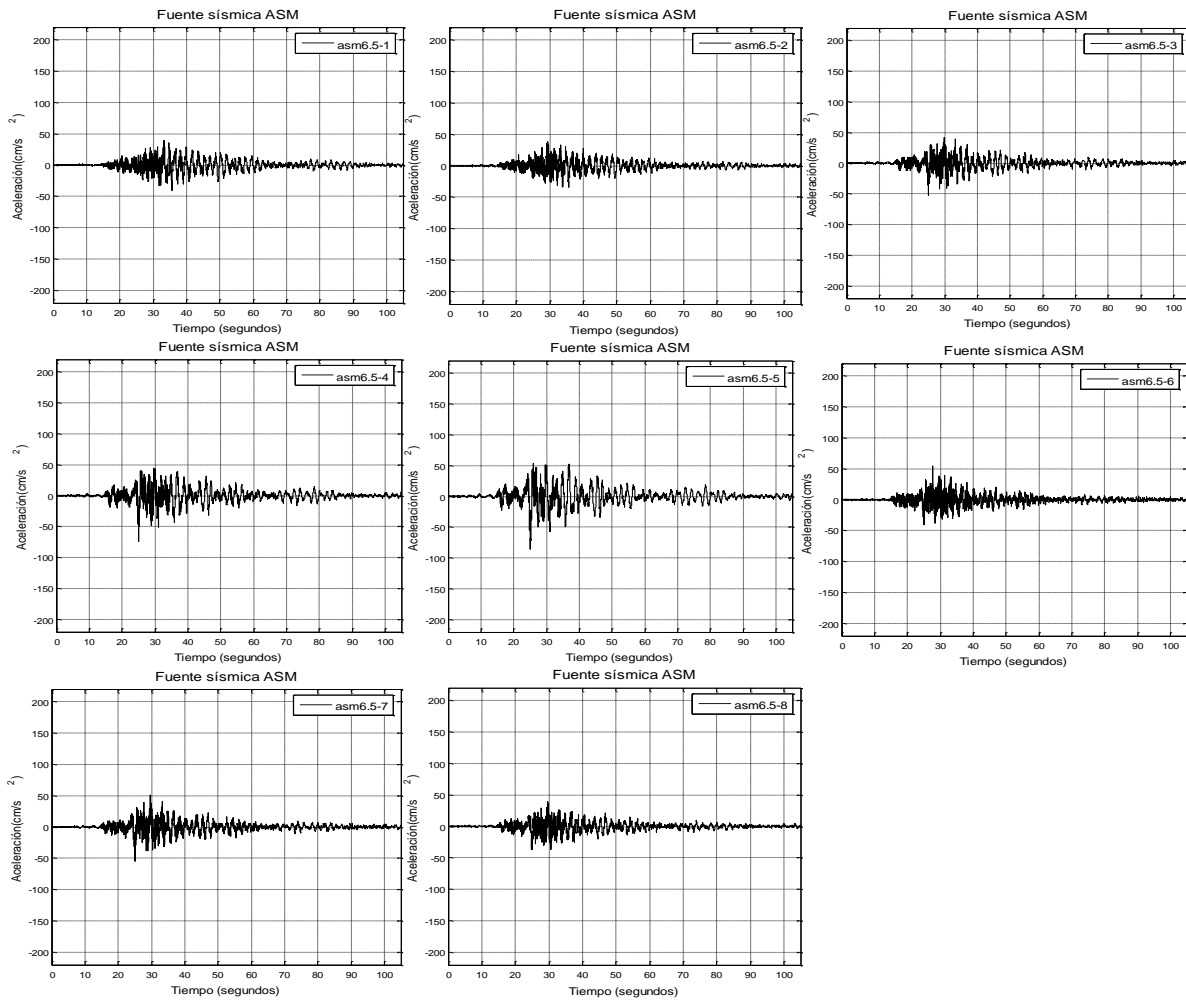
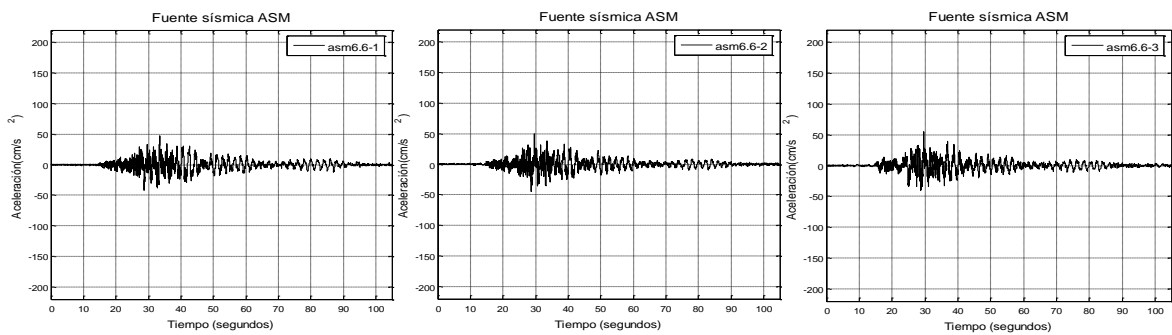


Figura C.6. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 8 para un sismo de $M_W=6.5$.



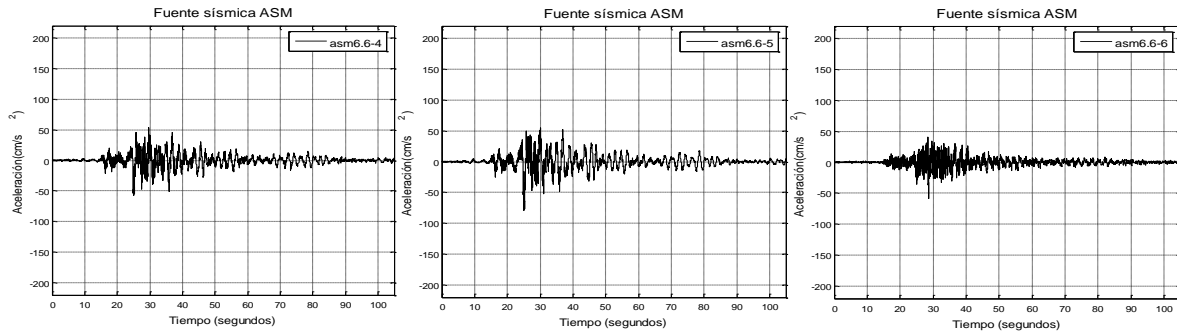


Figura C.7. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 6 para un sismo de $M_W=6.6$.

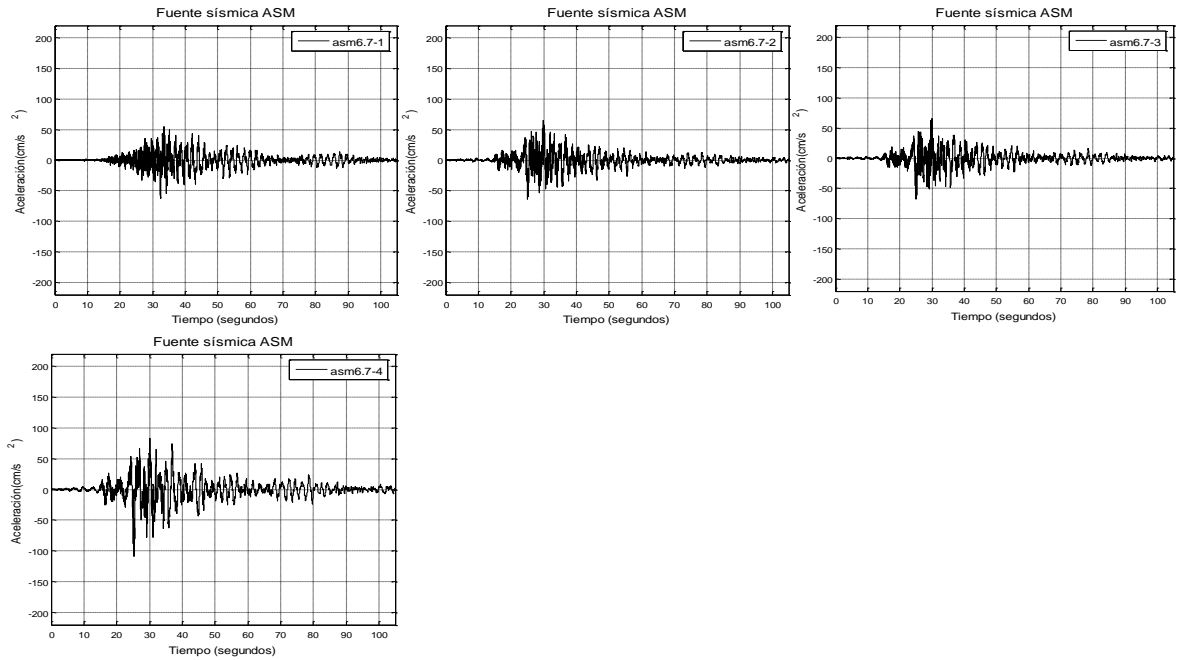


Figura C.8. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 4 para un sismo de $M_W=6.7$.

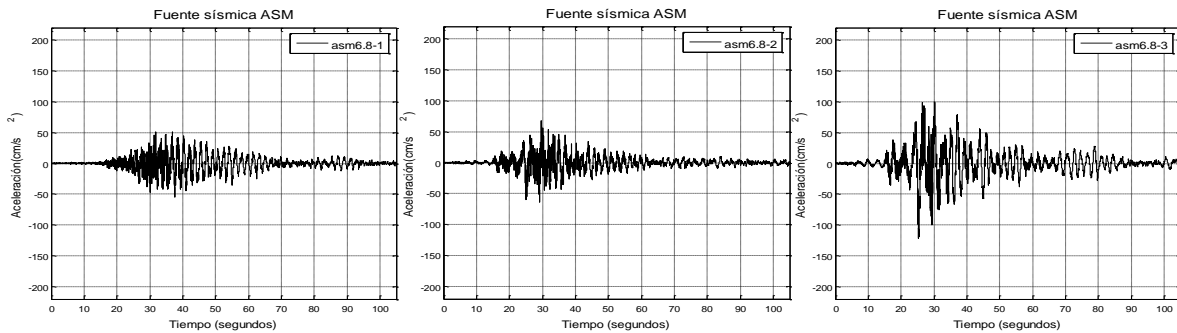


Figura C.9. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 3 para un sismo de $M_W=6.8$.

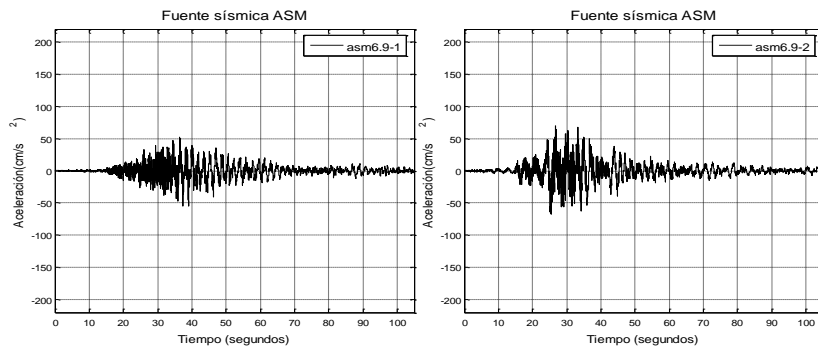


Figura C.10. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=6.9$.

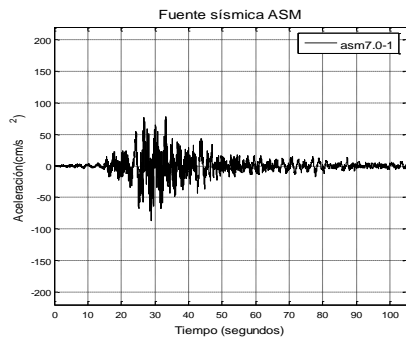


Figura C.11. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 para un sismo de $M_W=7.0$.

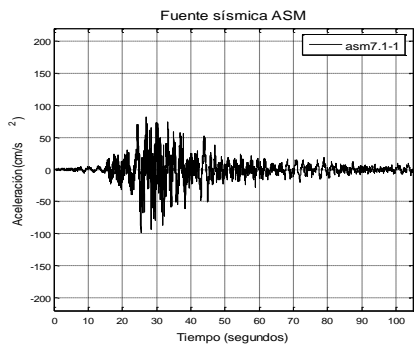


Figura C.12. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 para un sismo de $M_W=7.1$.

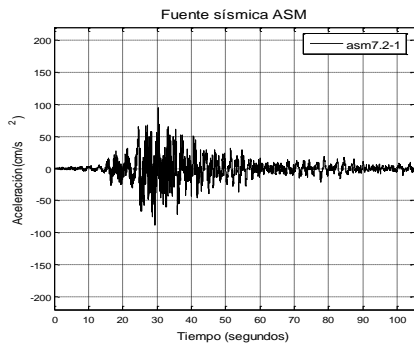


Figura C.13. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 para un sismo de $M_W=7.2$.

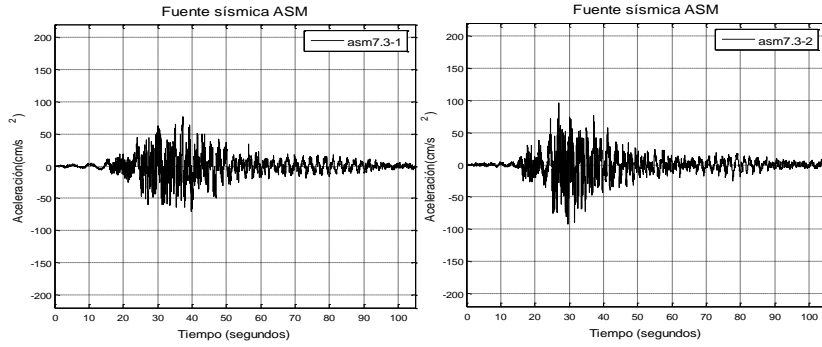


Figura C.14. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=7.3$.

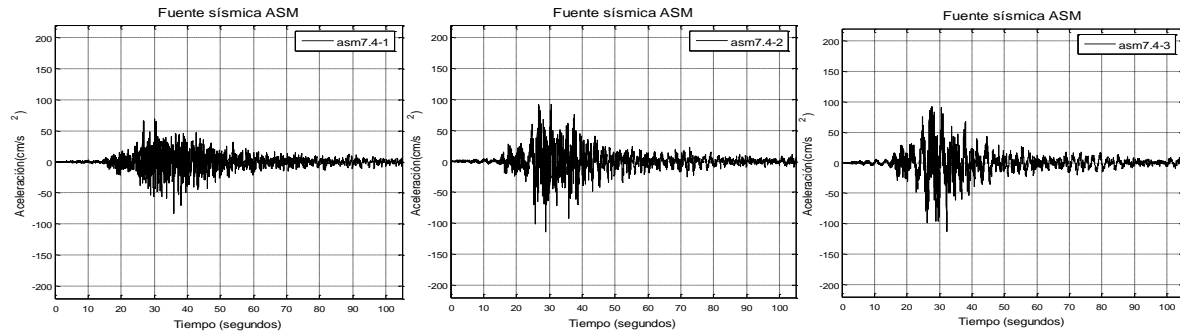


Figura C.15. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 3 para un sismo de $M_W=7.4$.

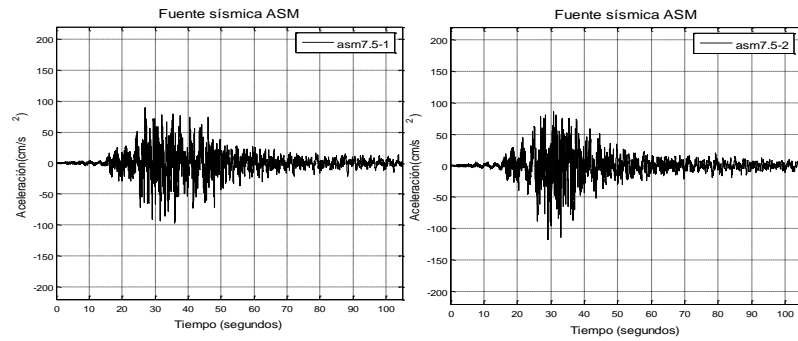


Figura C.16. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=7.5$.

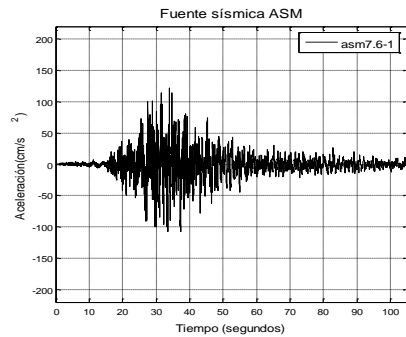


Figura C.17. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 para un sismo de $M_W=7.6$.

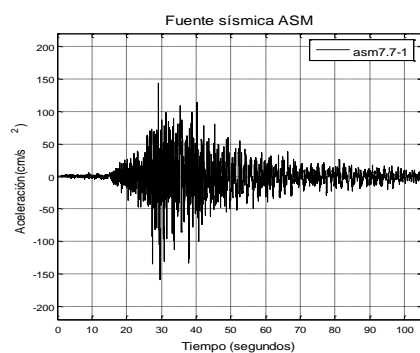


Figura C.18. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 para un sismo de $M_W=7.7$.

Anexo D. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Guerrero Central calculados con el método de las funciones de Green empíricas

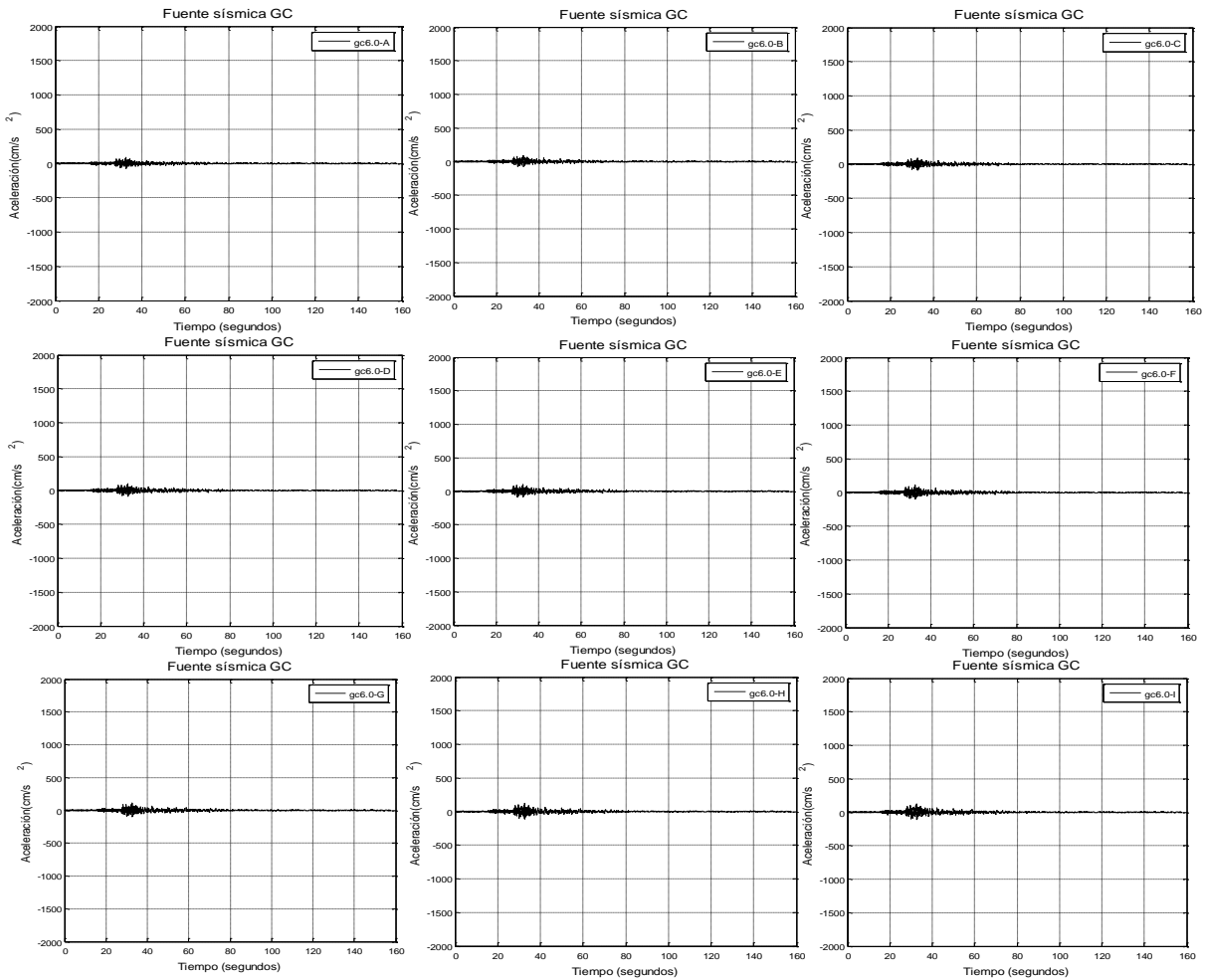
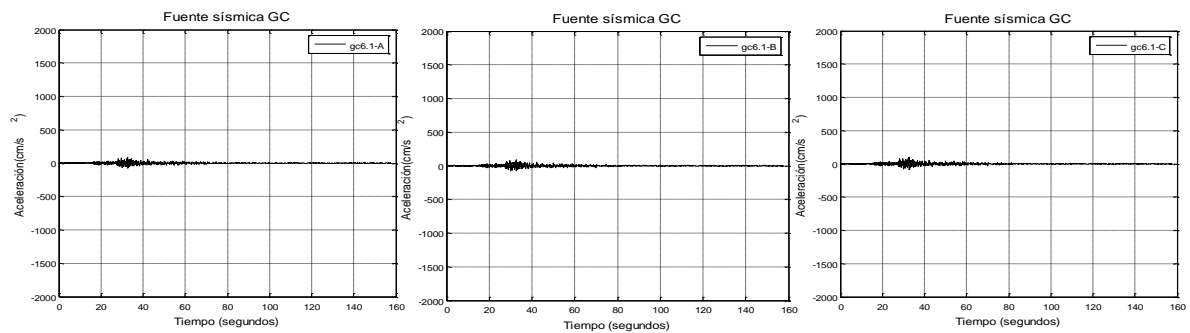


Figura D1. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=6.0$.



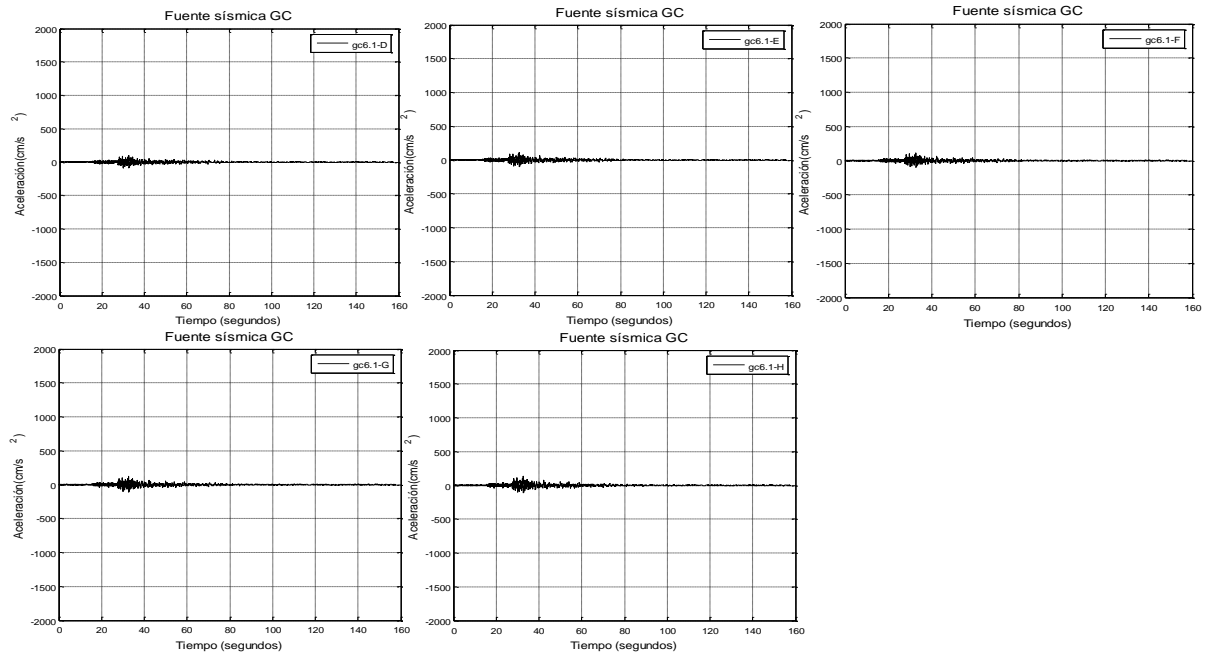


Figura D.2. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a H para un sismo de $M_W=6.1$.

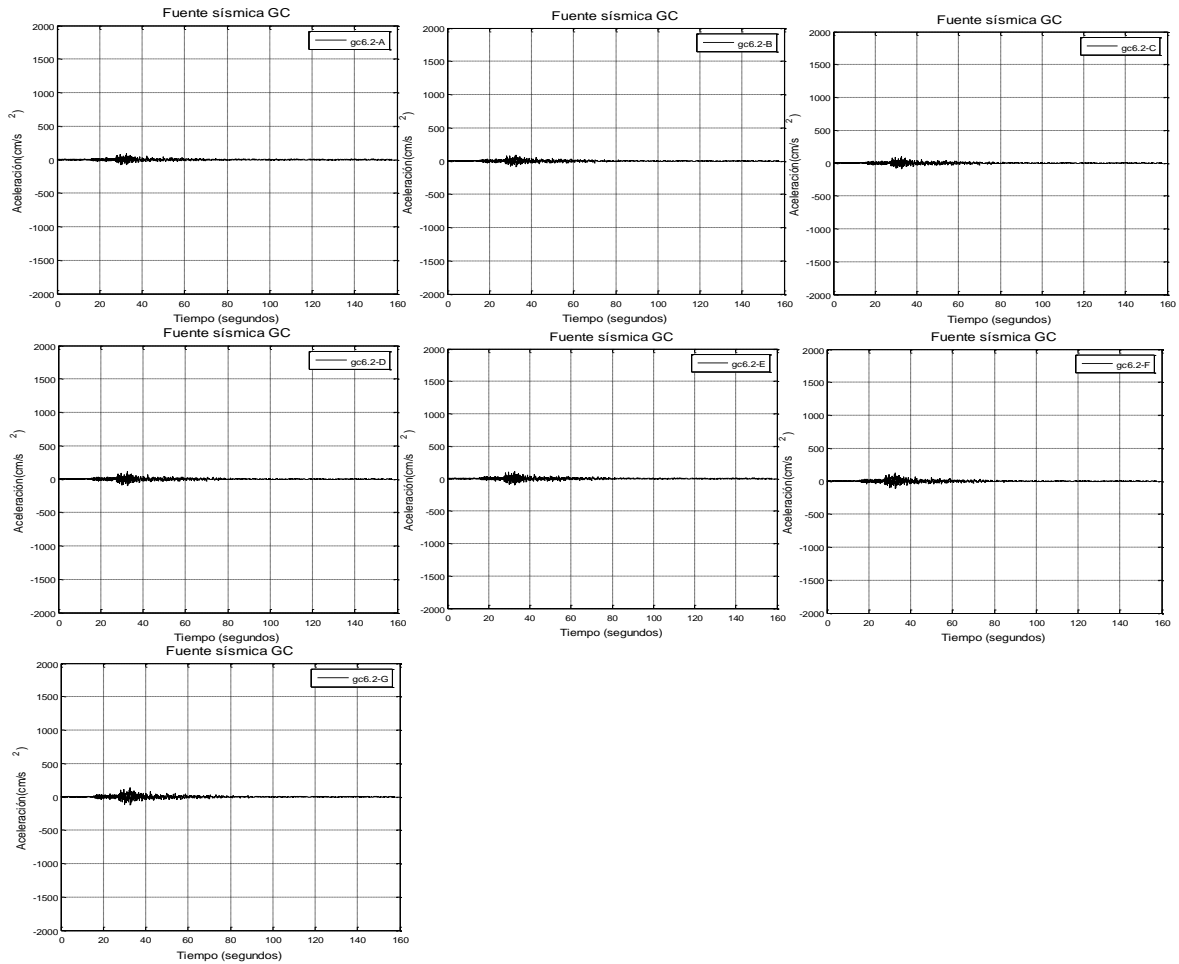


Figura D.3. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a G para un sismo de $M_W=6.2$.

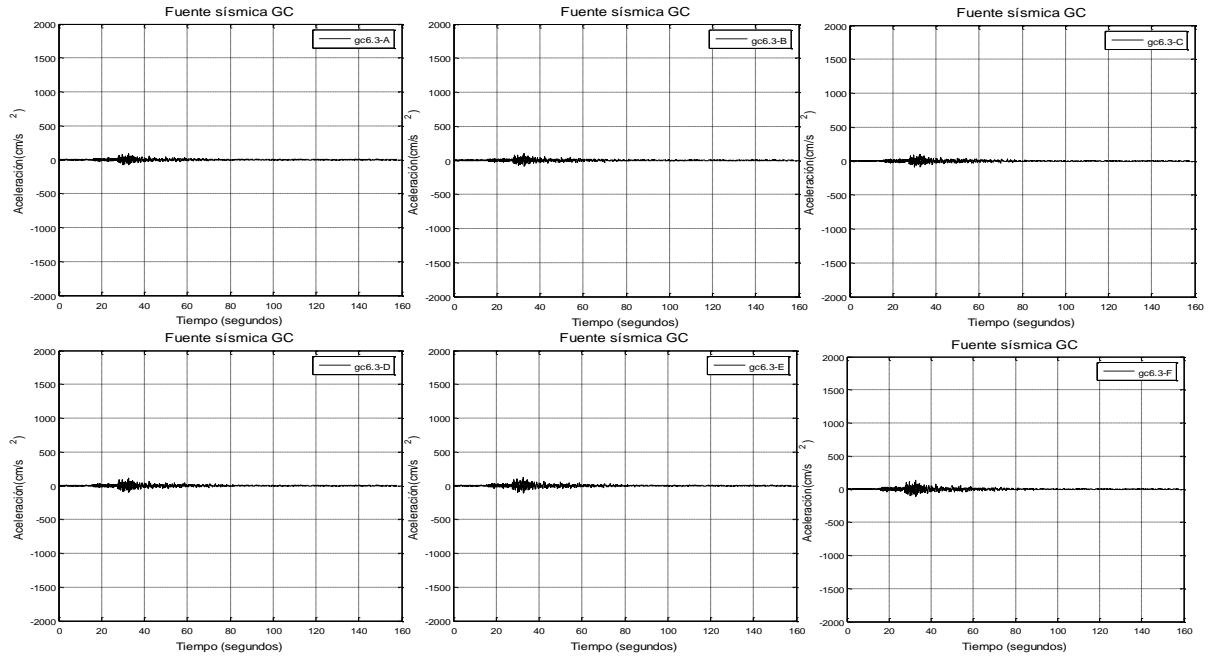


Figura D.4. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a F para un sismo de $M_W=6.3$.

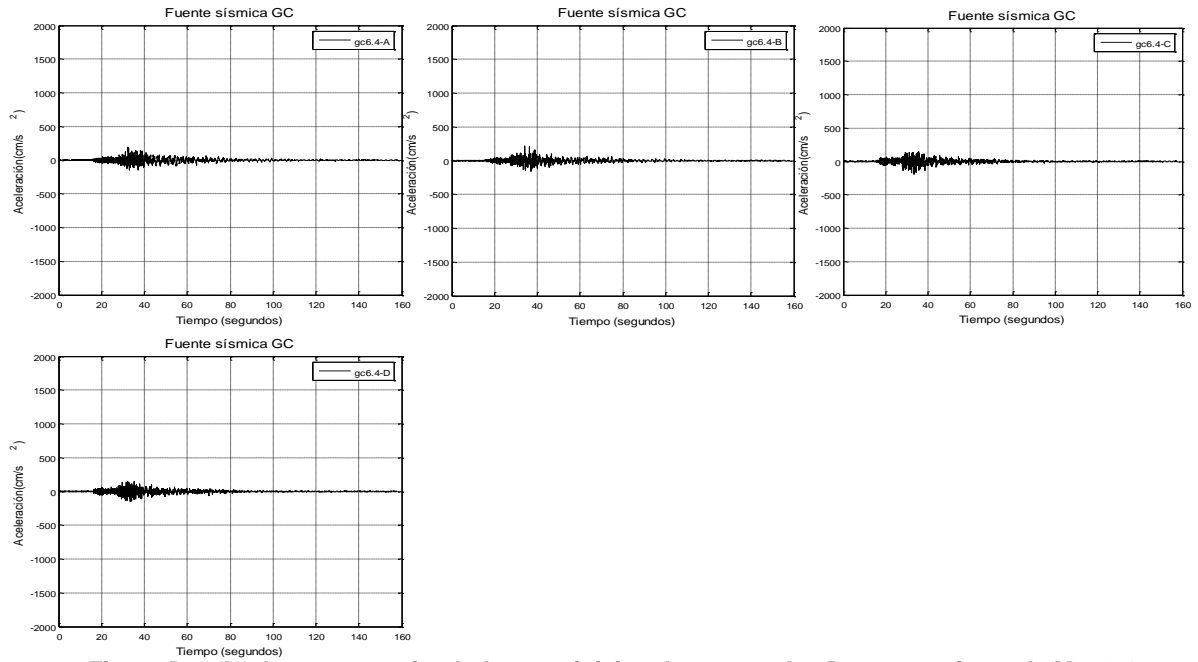


Figura D.5. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a D para un sismo de $M_W=6.4$.

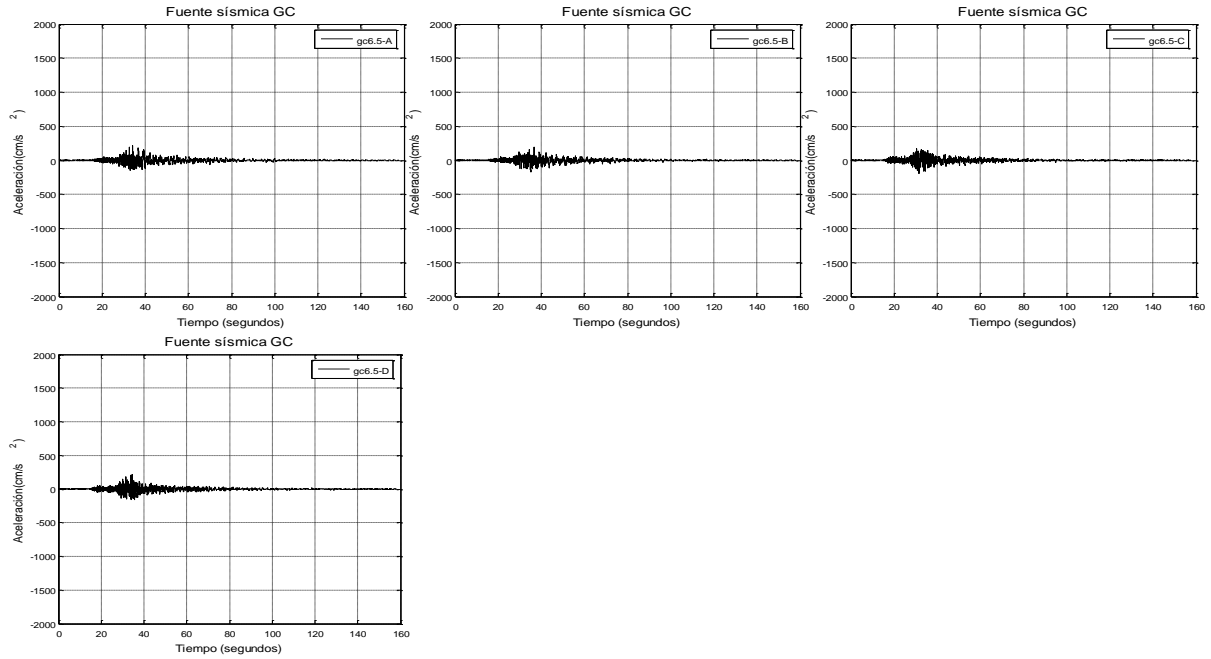


Figura D.6. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a D para un sismo de $M_W=6.5$.

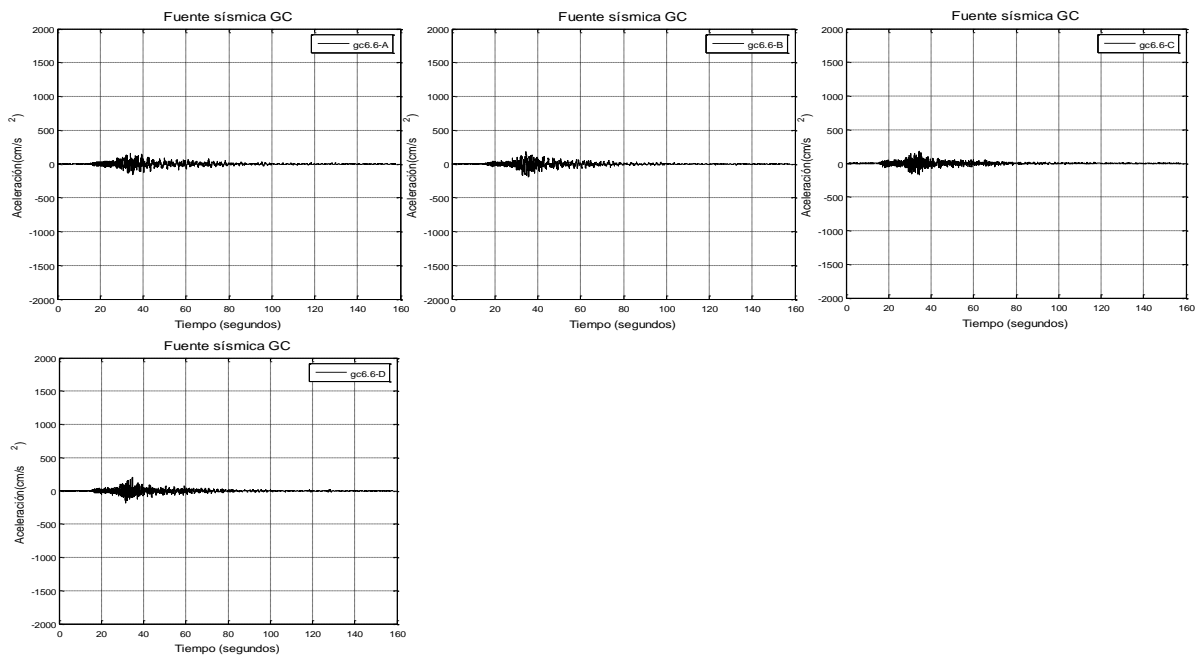


Figura D.7. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a D para un sismo de $M_W=6.6$.

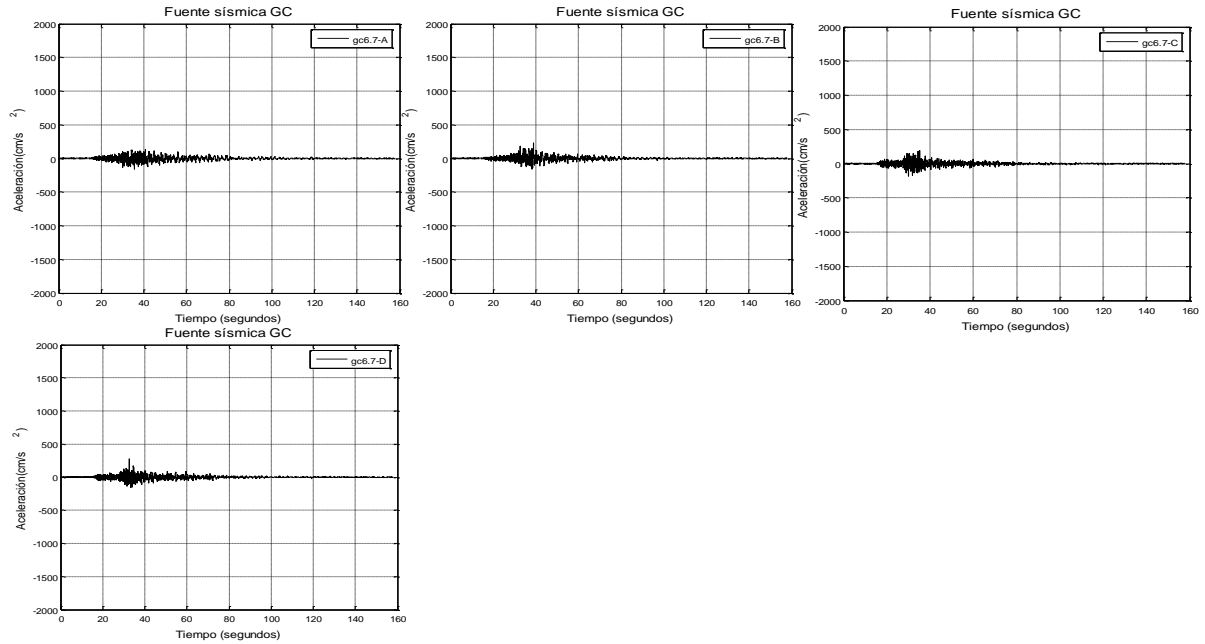


Figura D.8. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a D para un sismo de $M_W=6.7$.

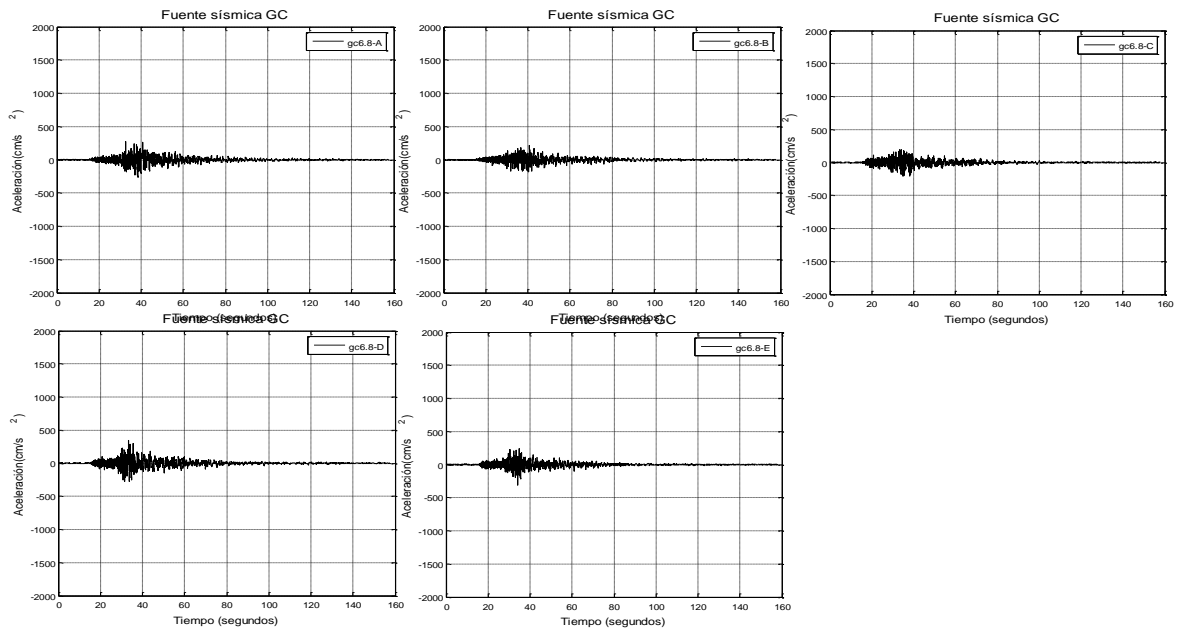


Figura D.9. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a E para un sismo de $M_W=6.8$.

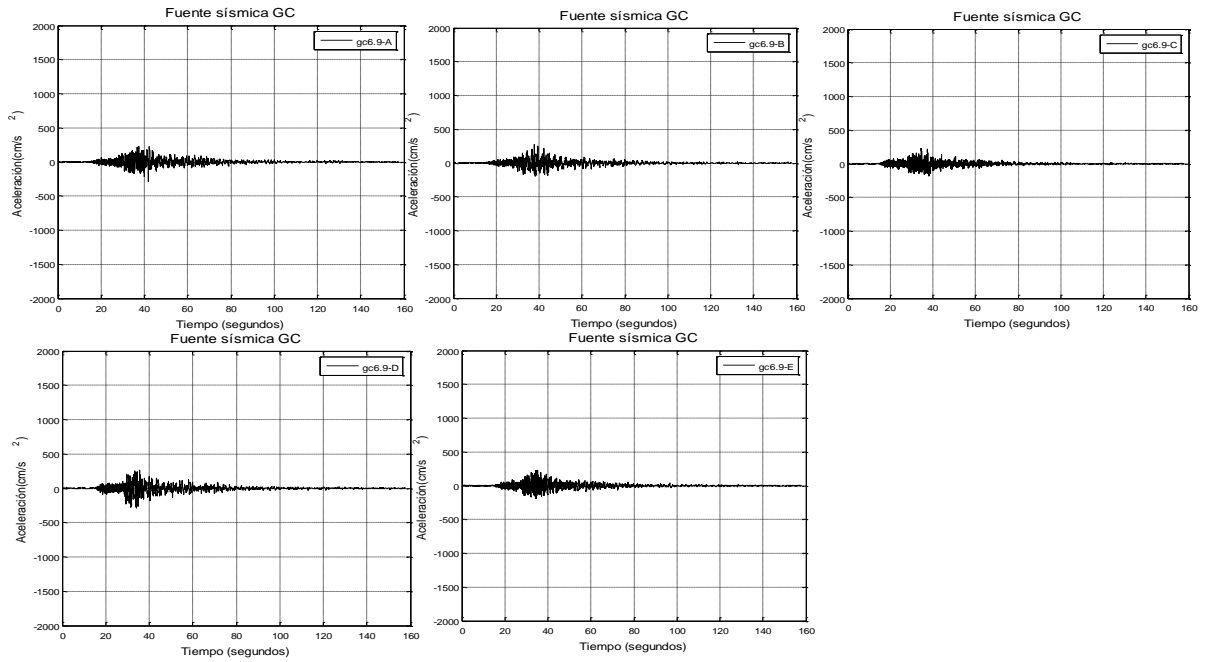


Figura D.10. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a E para un sismo de $M_W=6.9$.

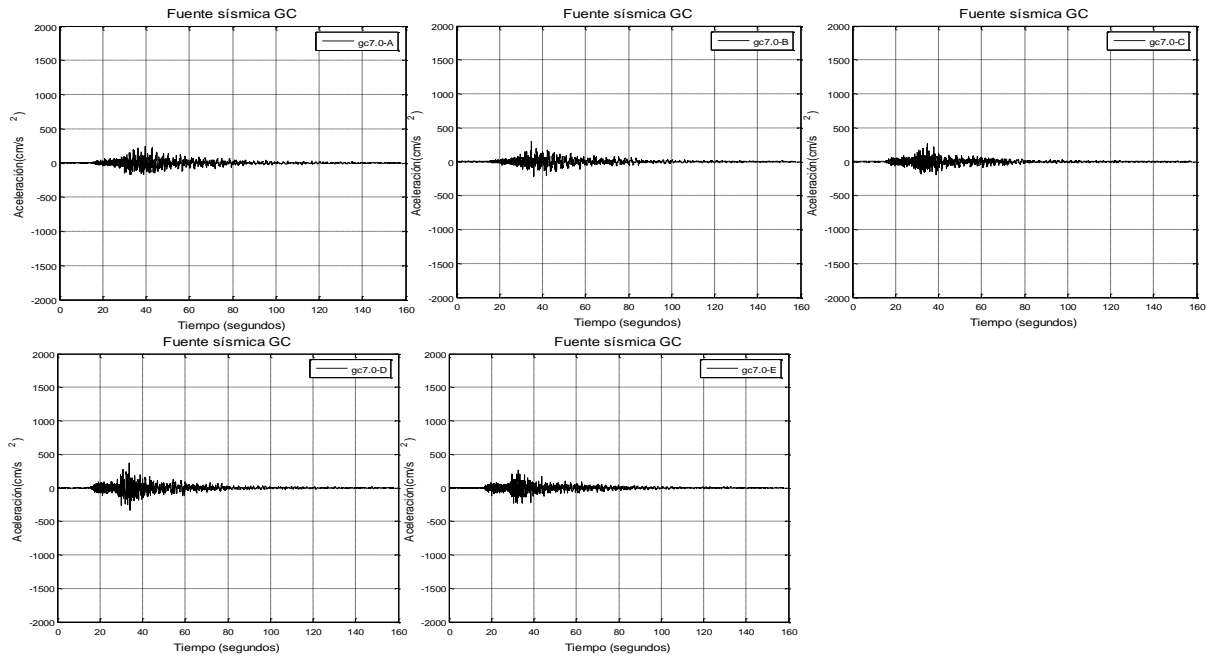


Figura D.11. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a E para un sismo de $M_W=7.0$.

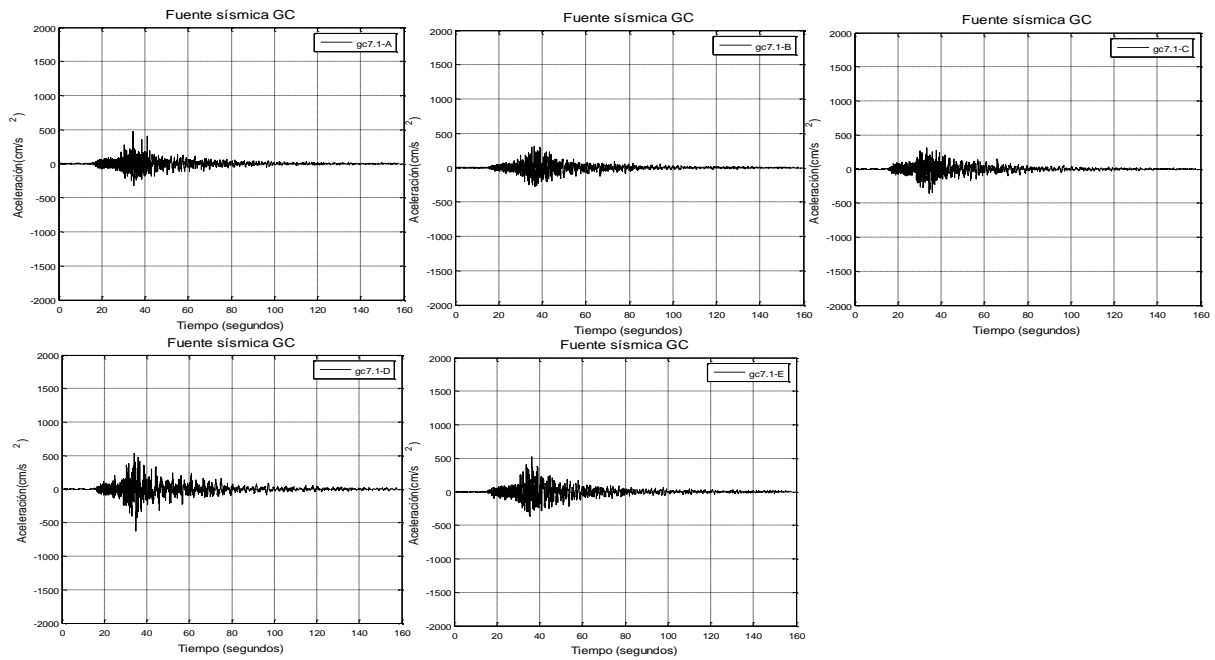


Figura D.12. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a E para un sismo de $M_W=7.1$.

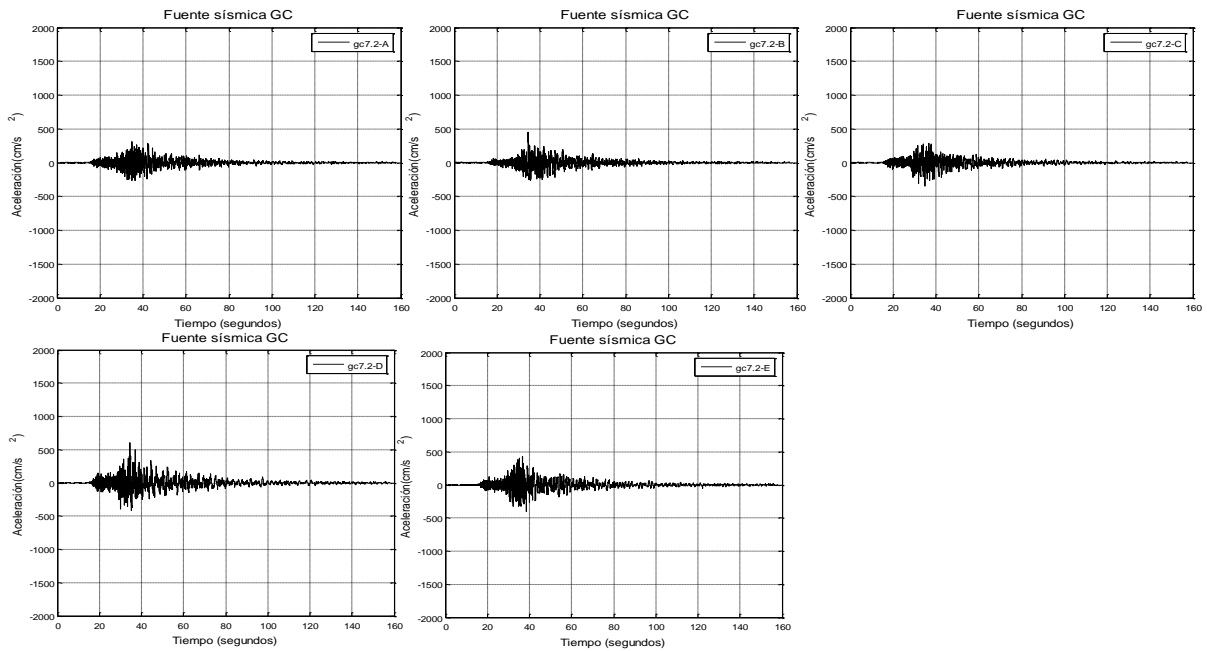


Figura D.13. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a E para un sismo de $M_W=7.2$.

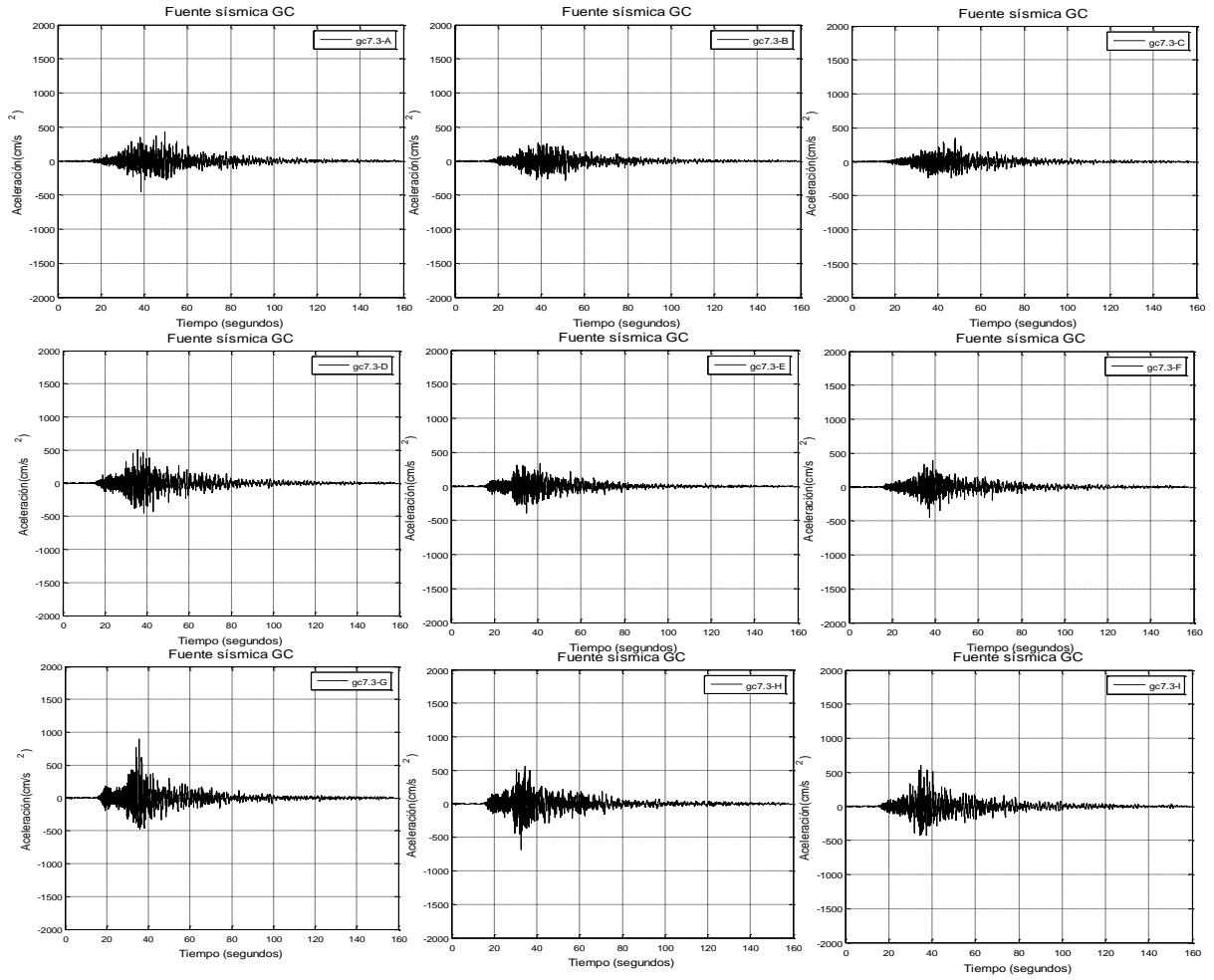
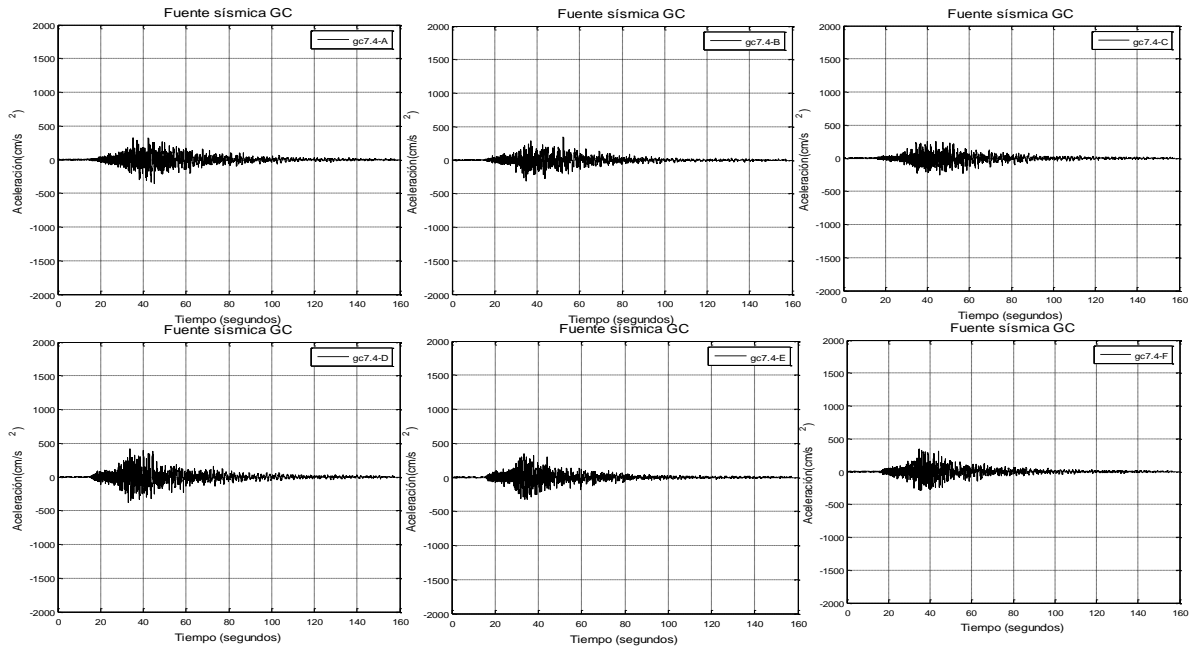


Figura D.14. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=7.3$.



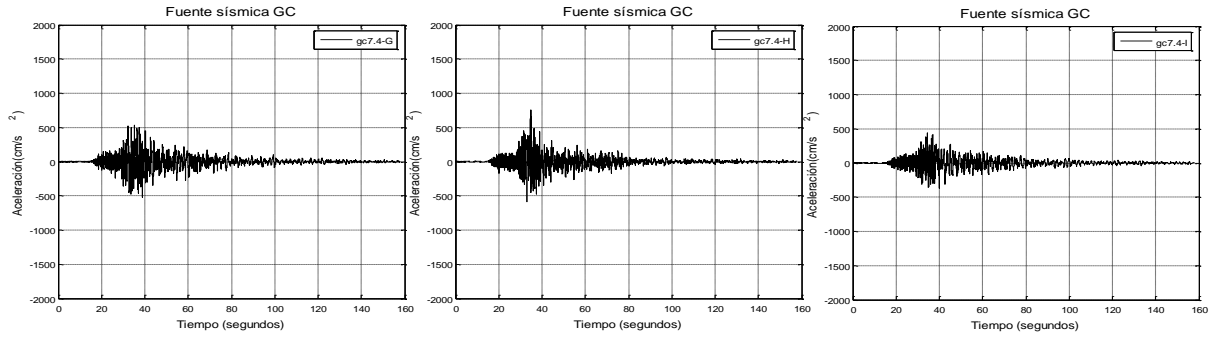


Figura D.15. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=7.4$.

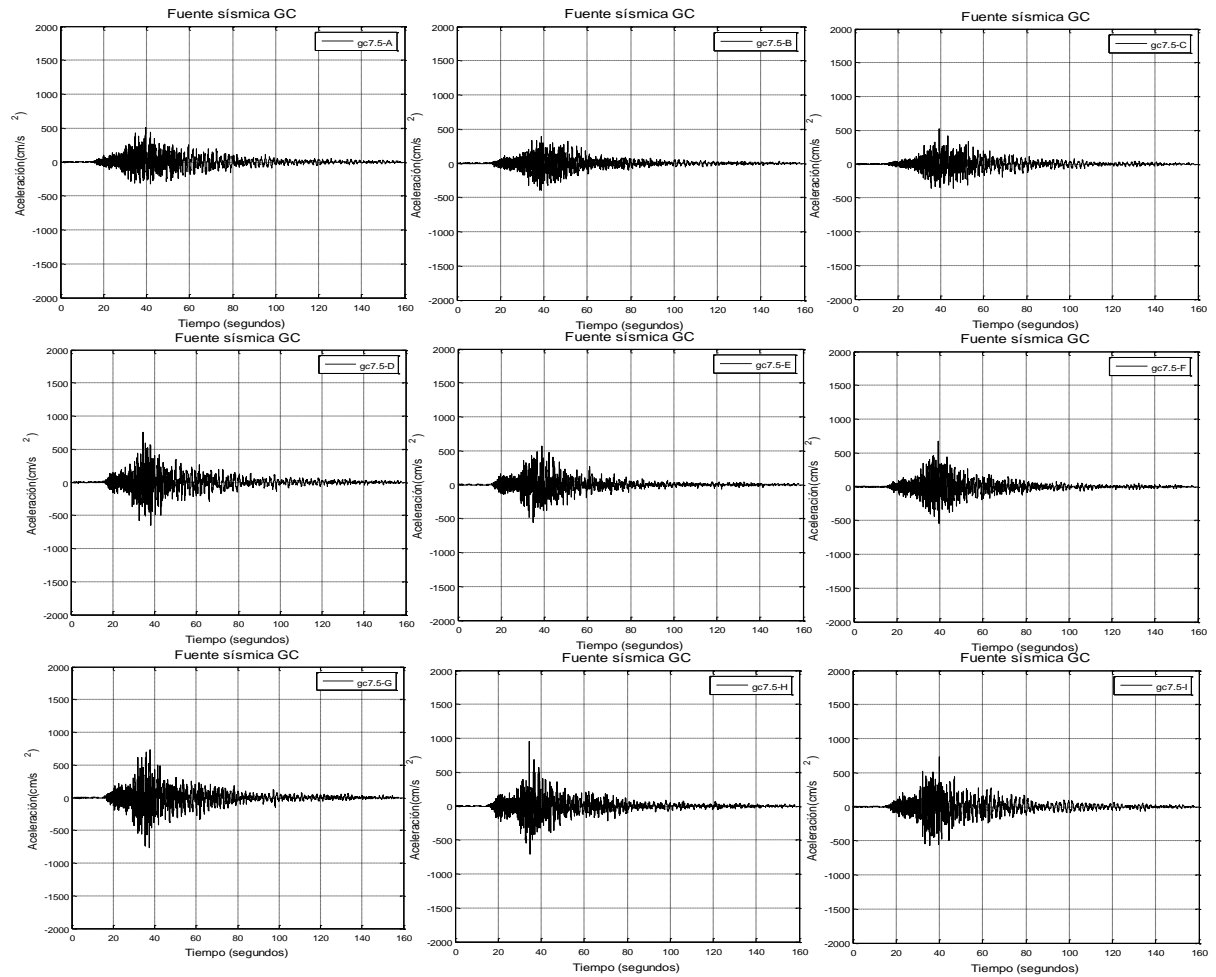


Figura D.16. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=7.5$.

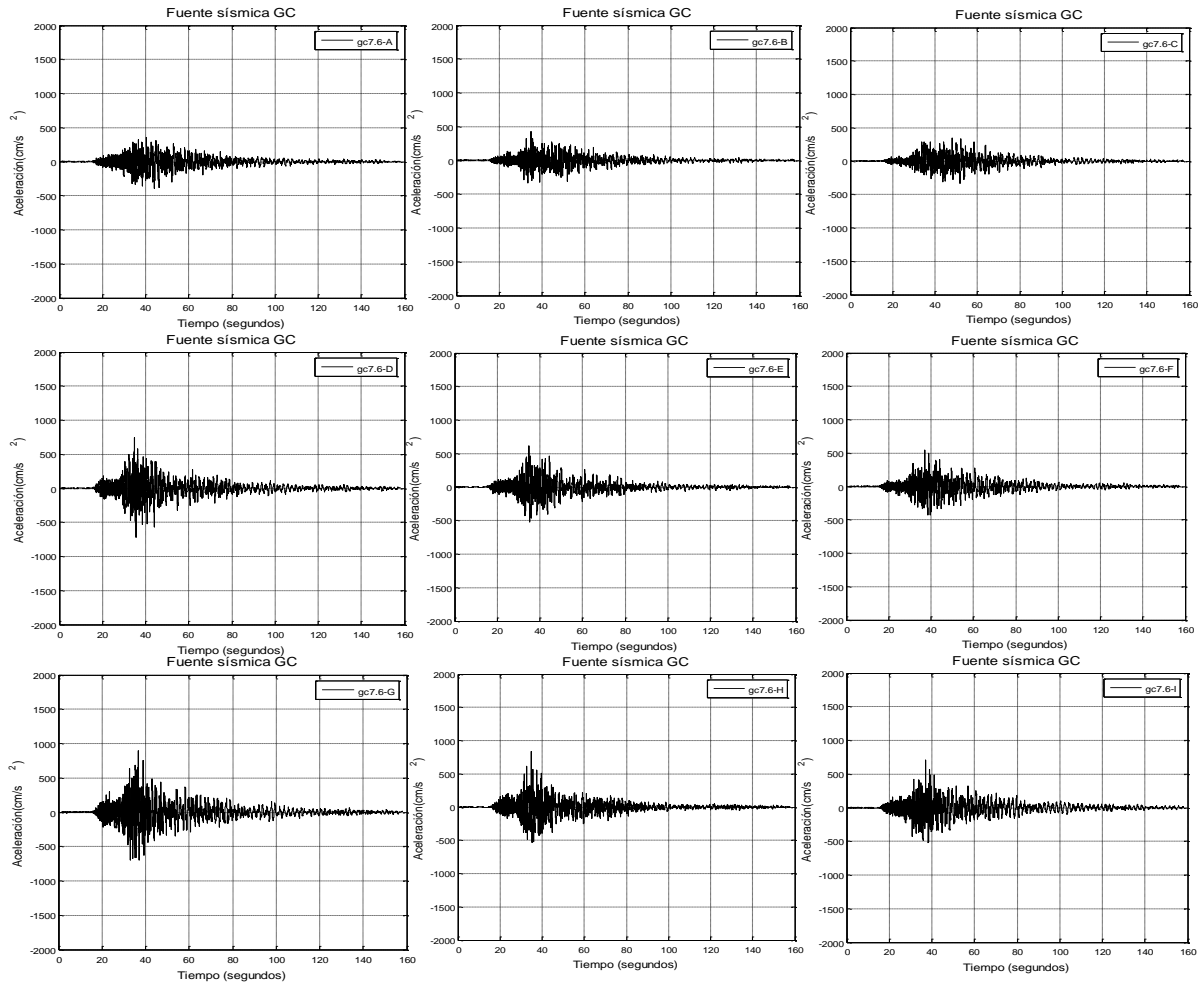
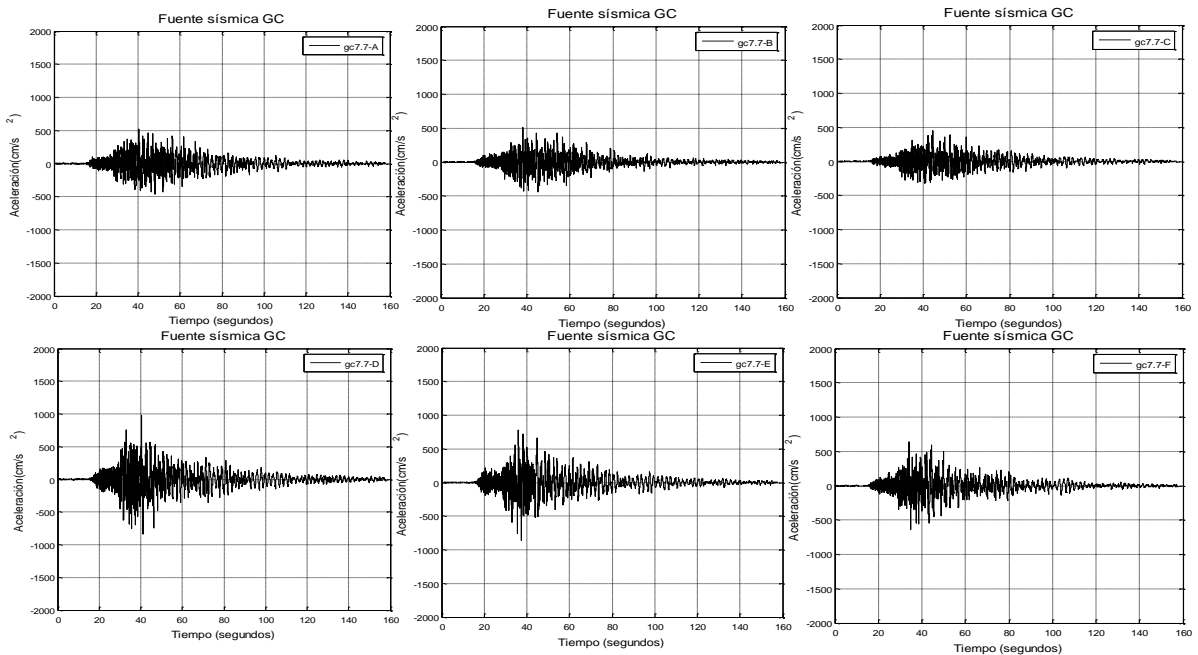


Figura D.17. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=7.6$.



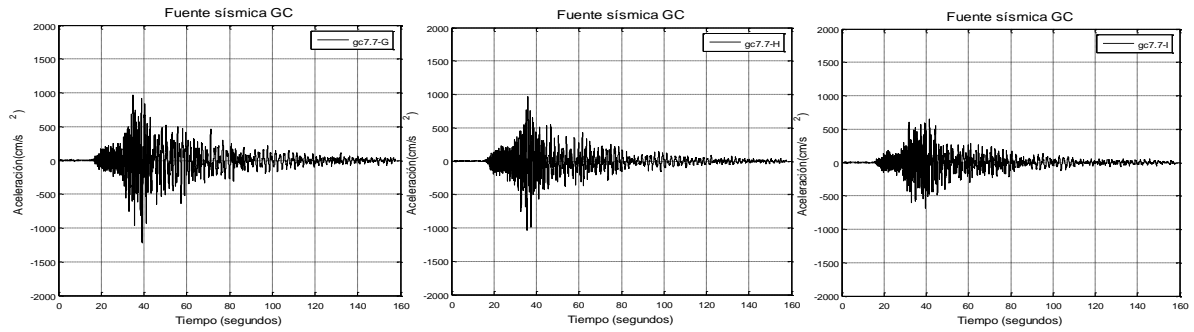


Figura D.18. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_w=7.7$.

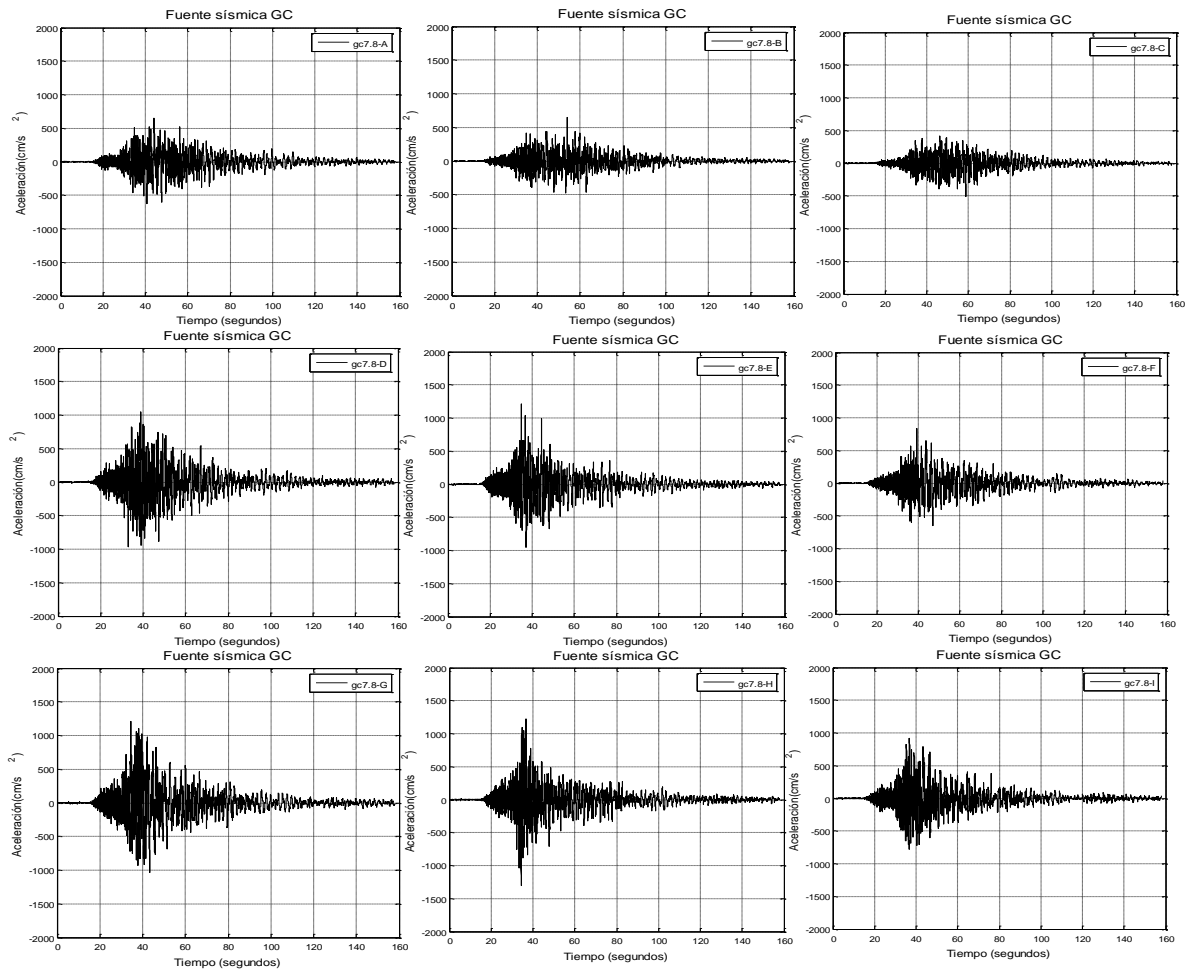


Figura D.19. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_w=7.8$.

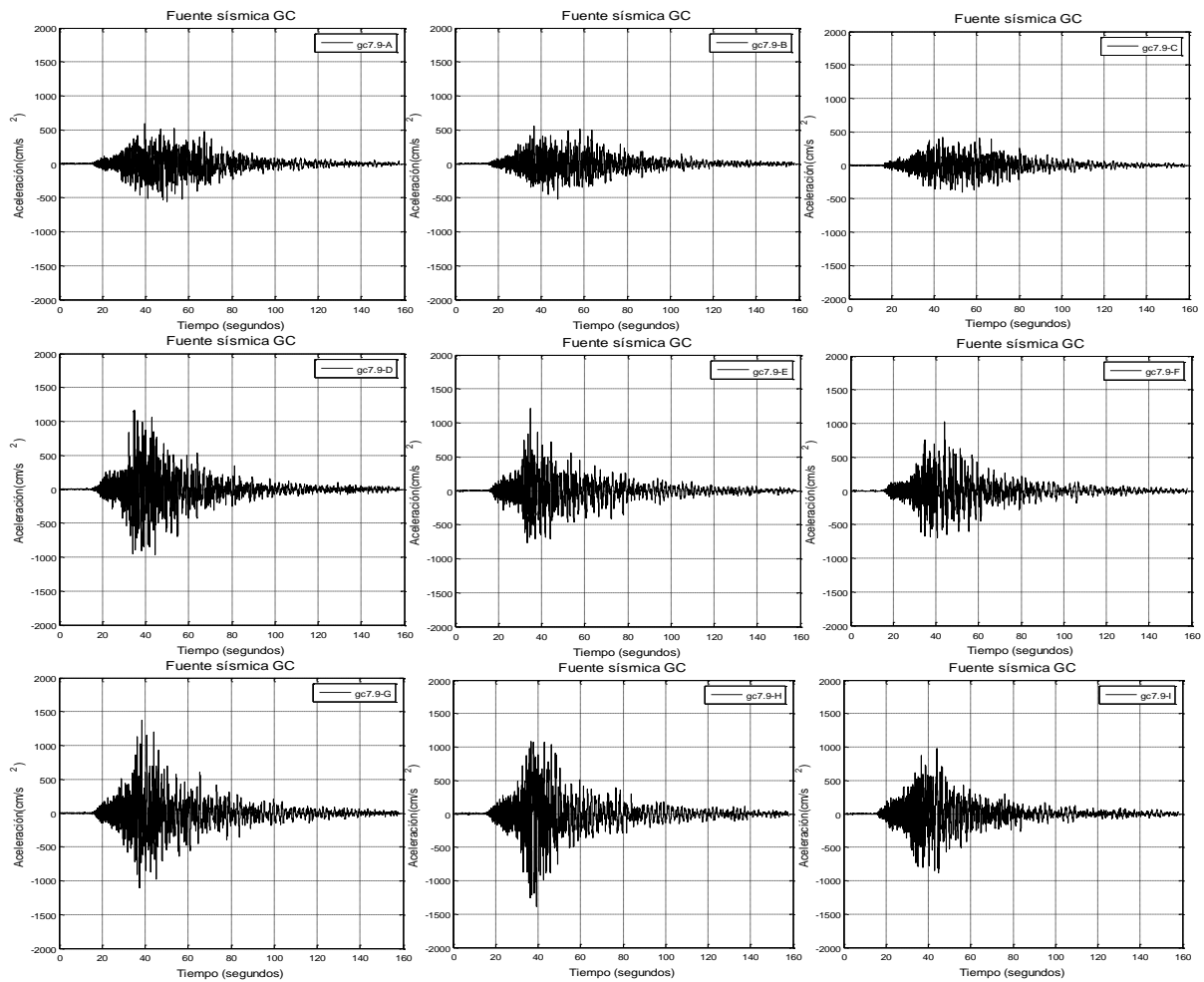
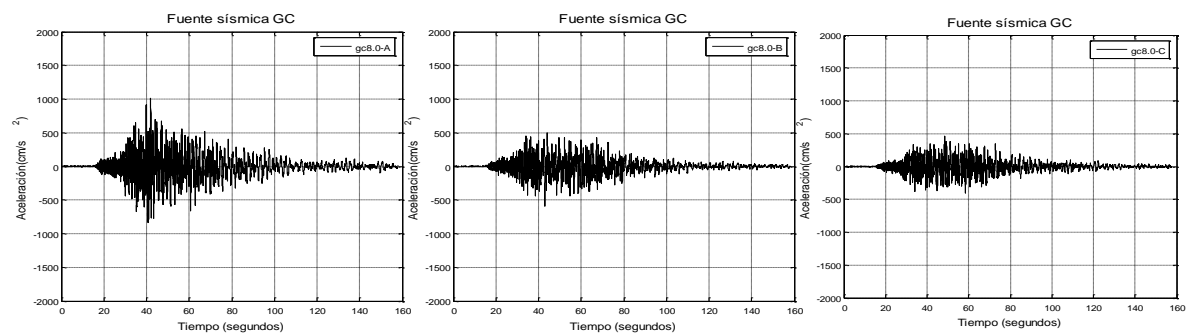


Figura D.20. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=7.9$.



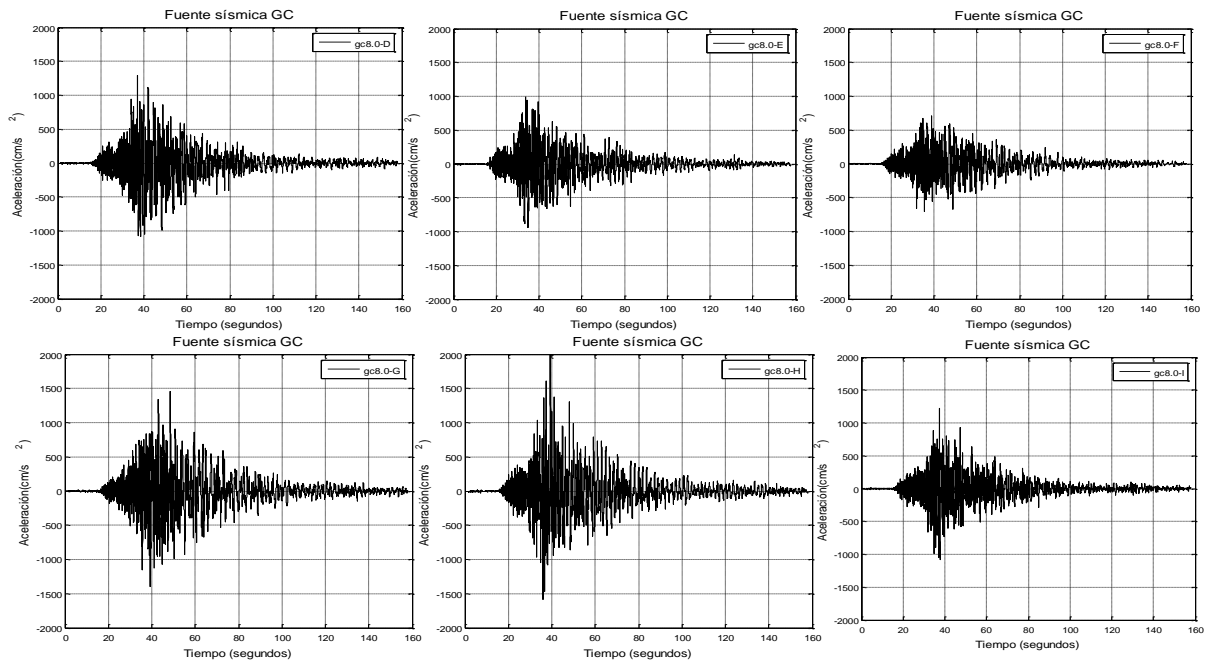
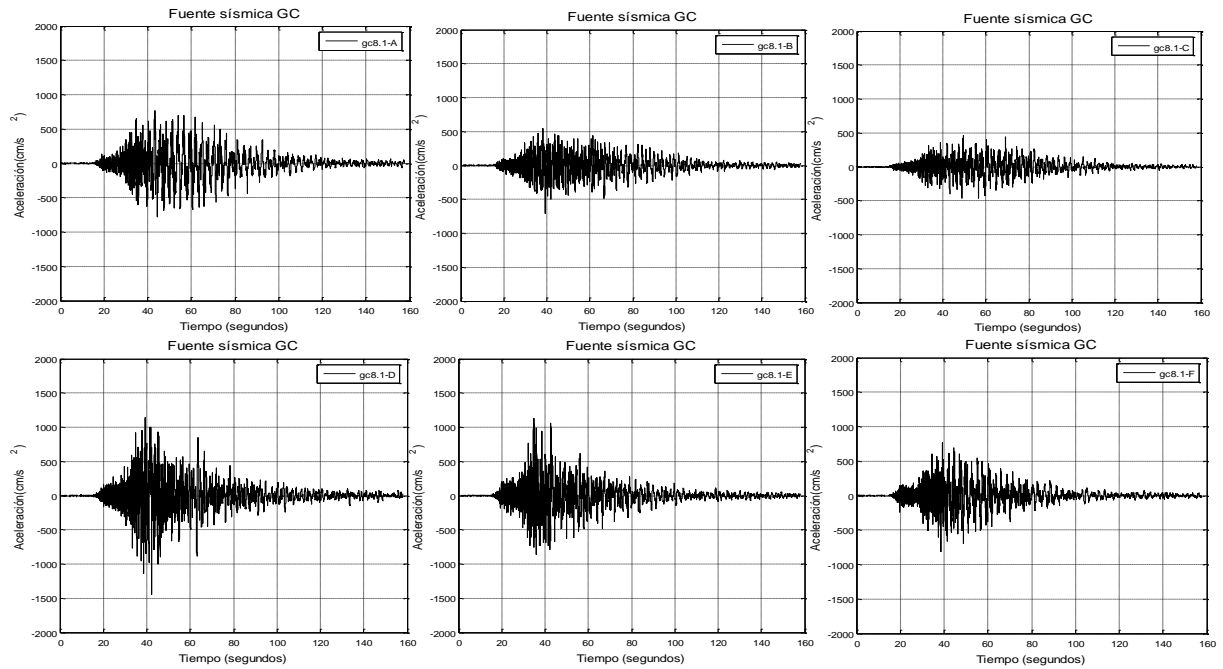


Figura D.21. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=8.0$.



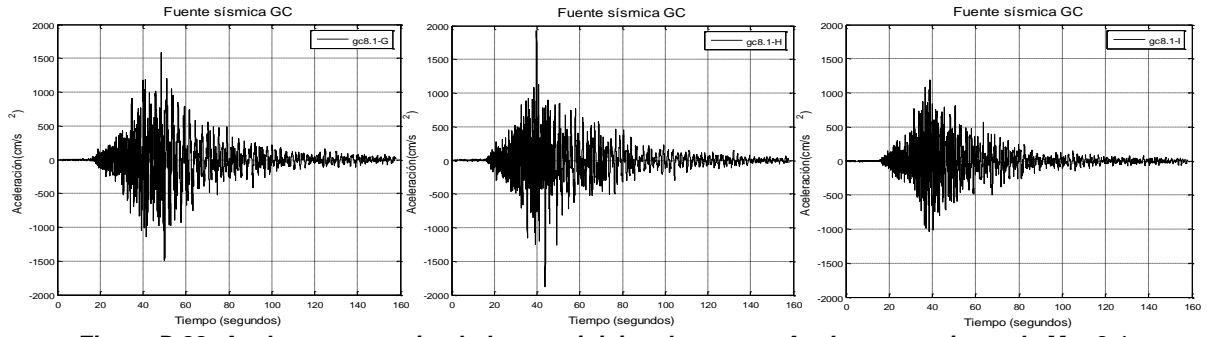


Figura D.22. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=8.1$.

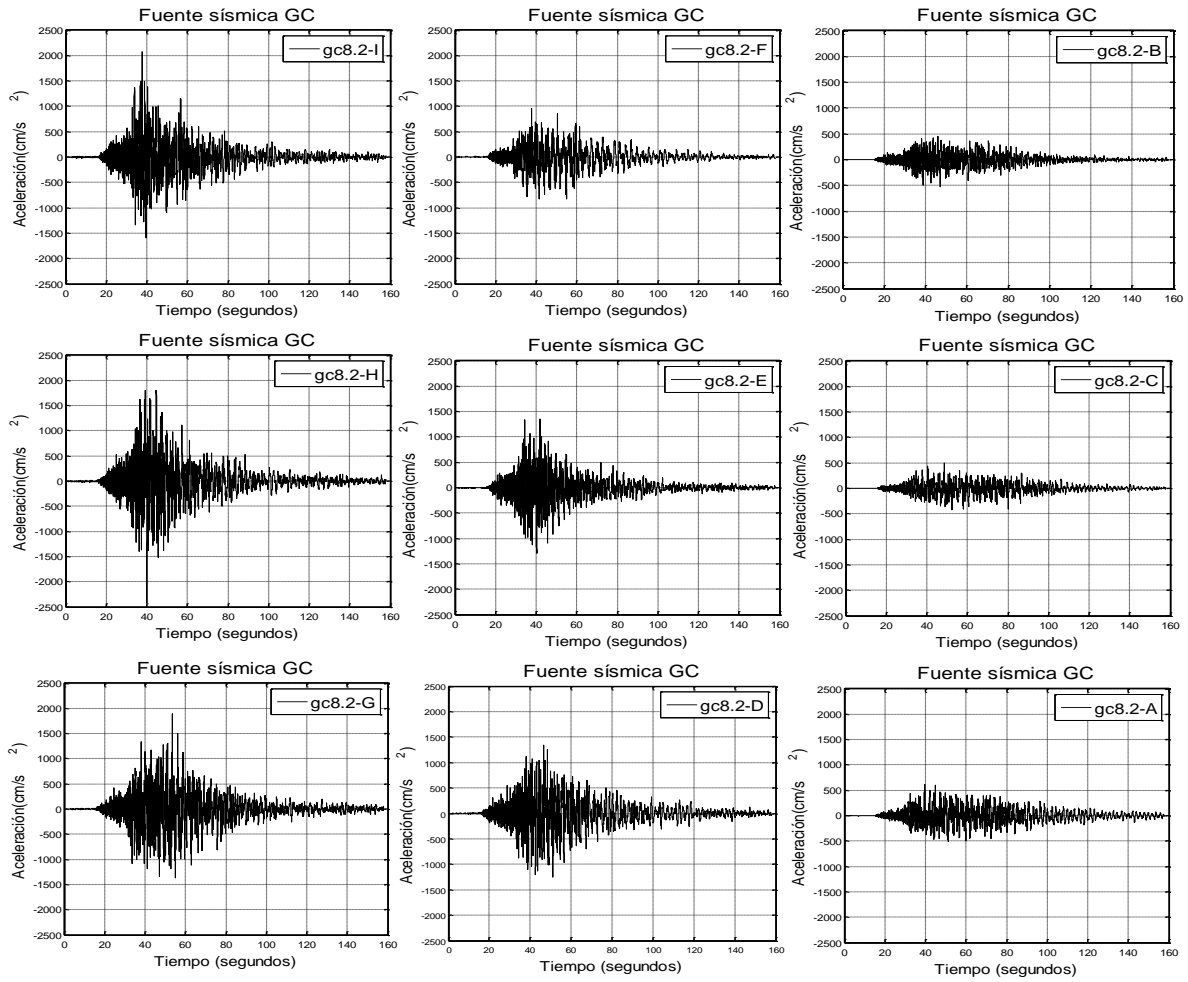


Figura D.23. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura A a I para un sismo de $M_W=8.2$.

Anexo E. Acelerogramas sintéticos de la fuente sísmica Petatlán calculados con el método de las funciones de Green empíricas

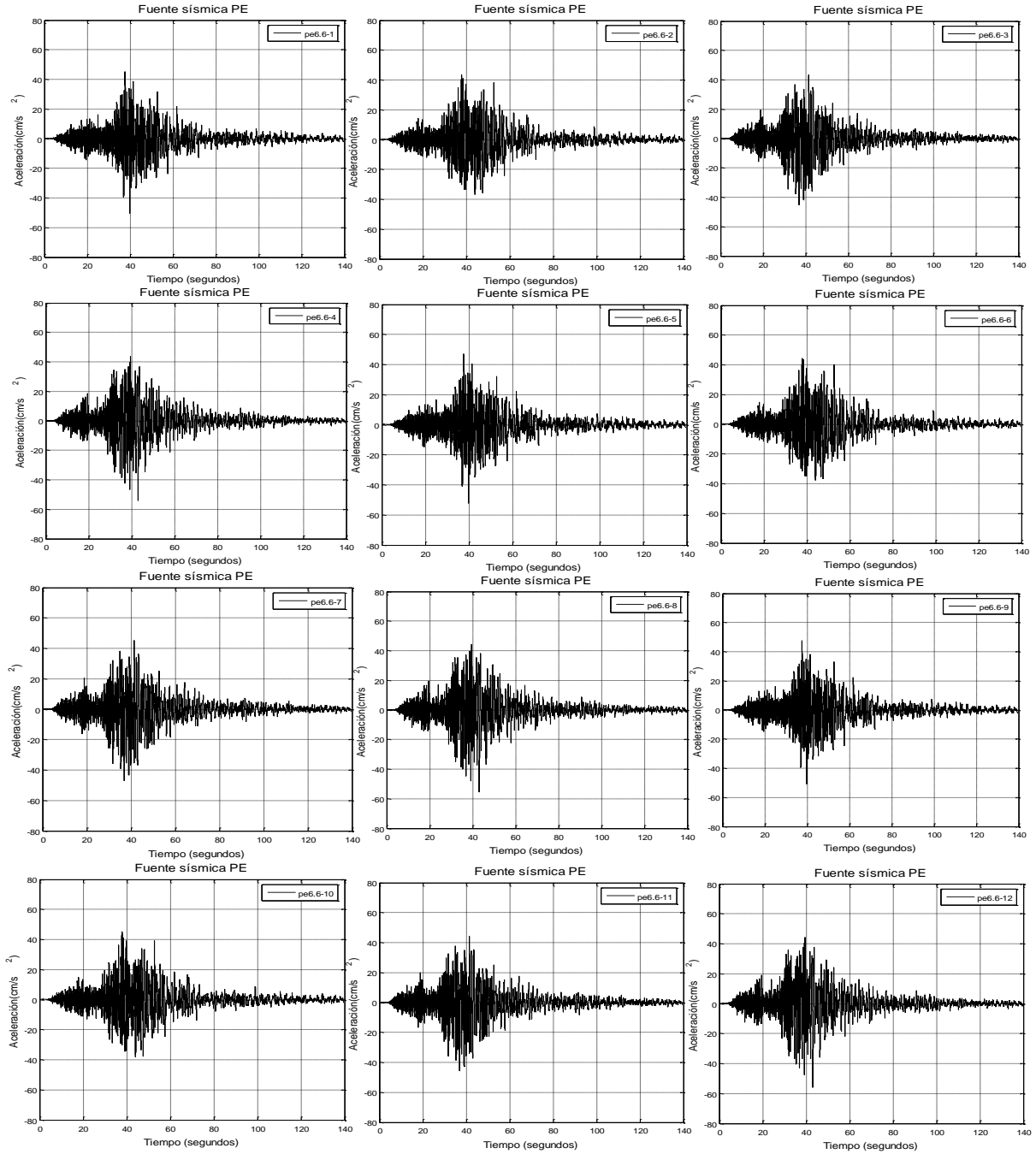


Figura E.1. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 12 para un sismo de $M_W=6.6$.

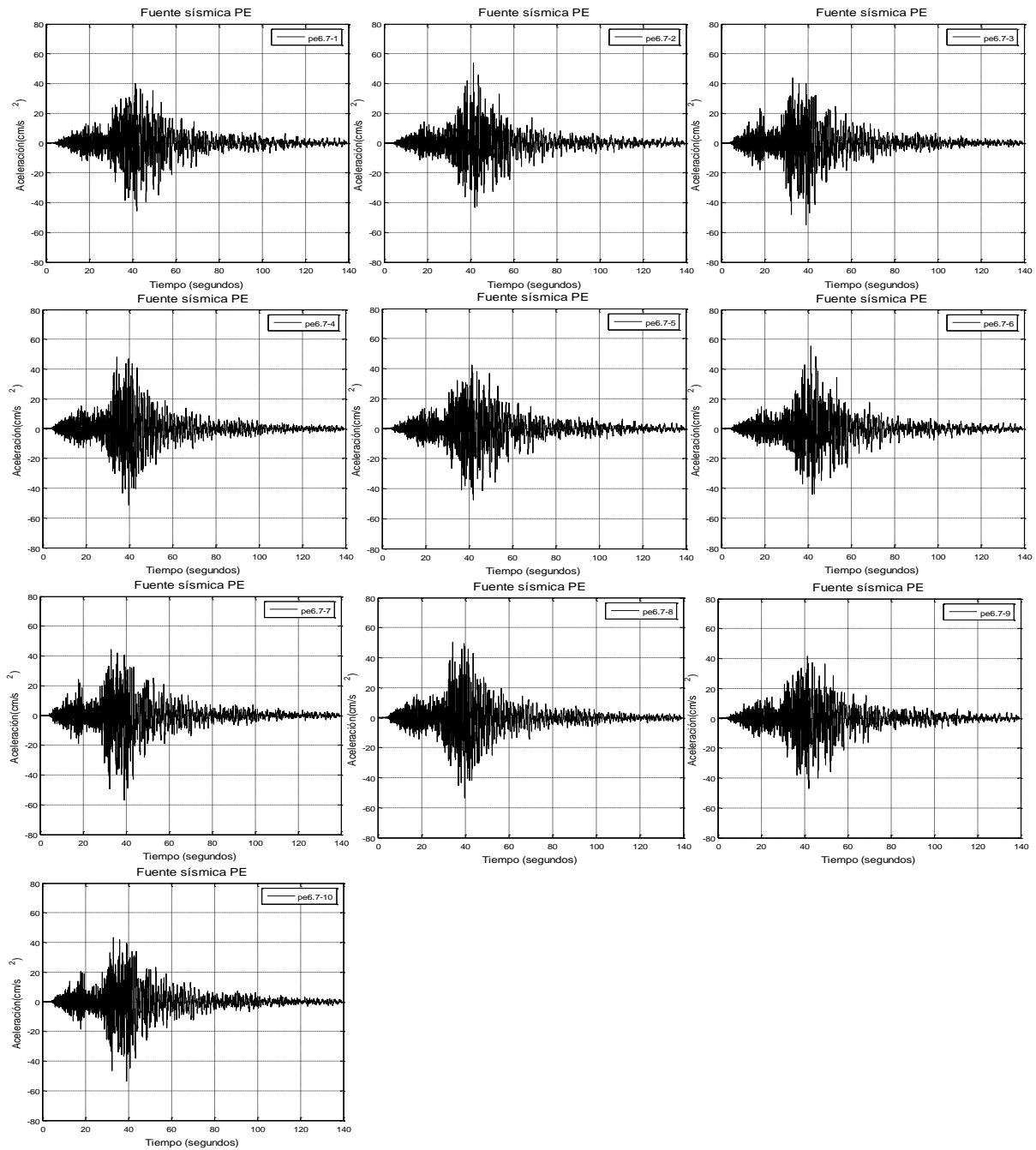


Figura E.2. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 10 para un sismo de $M_w=6.7$.

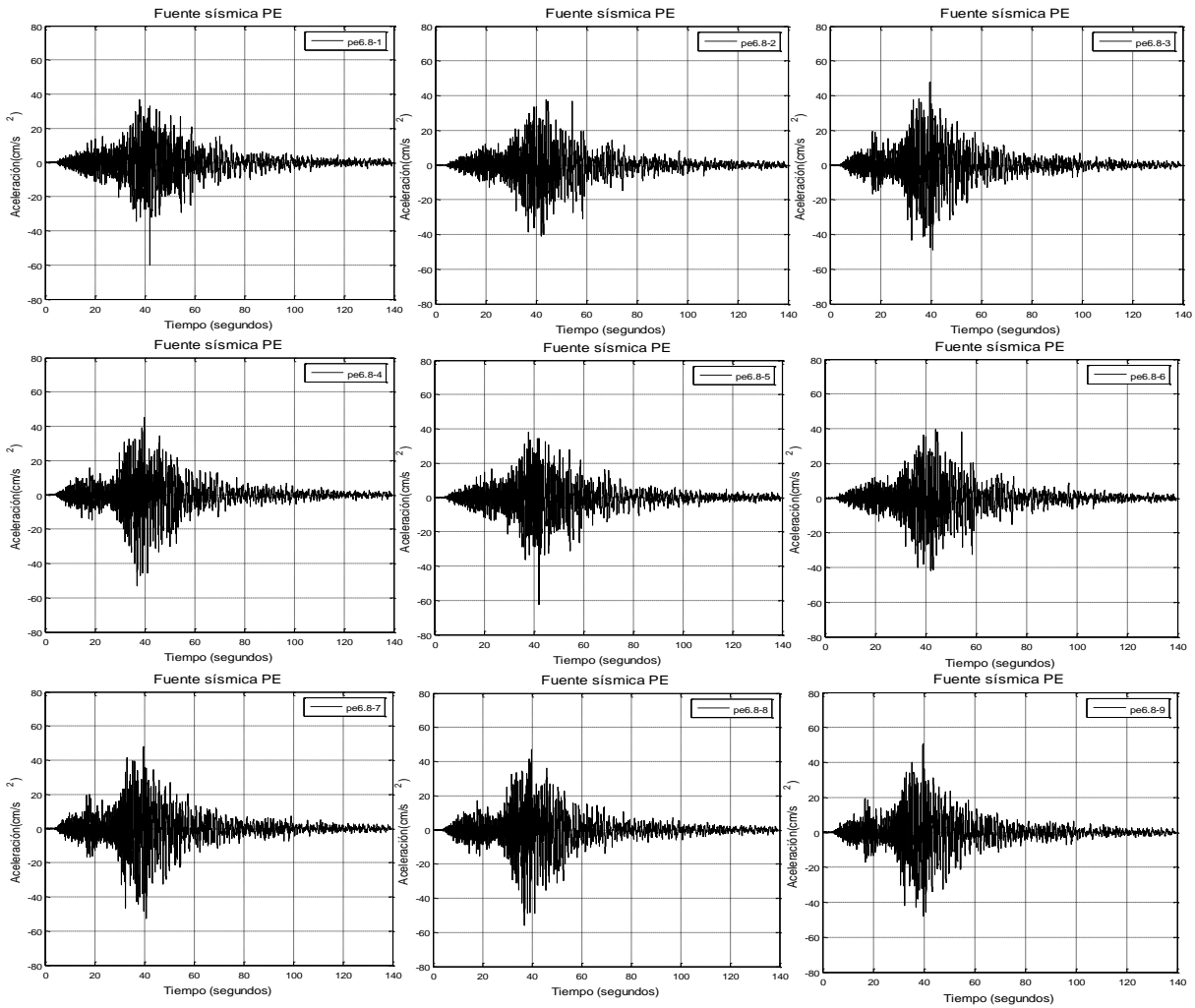
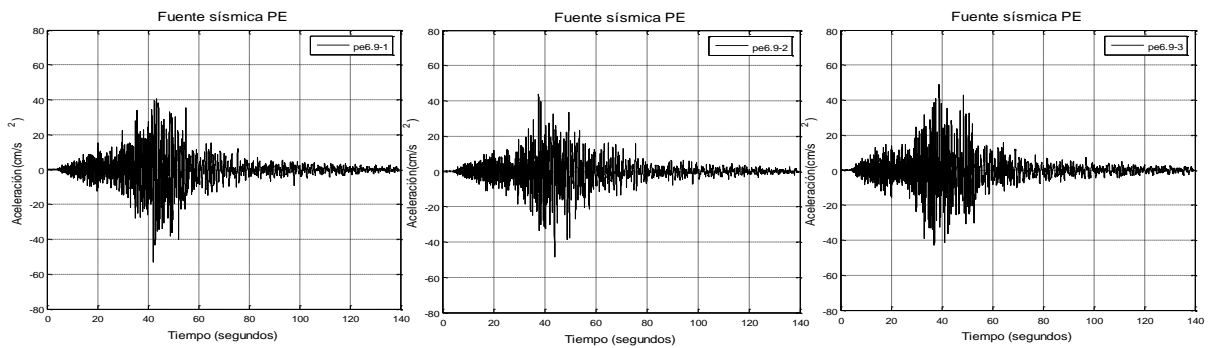


Figura E.3. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 9 para un sismo de $M_W=6.8$.



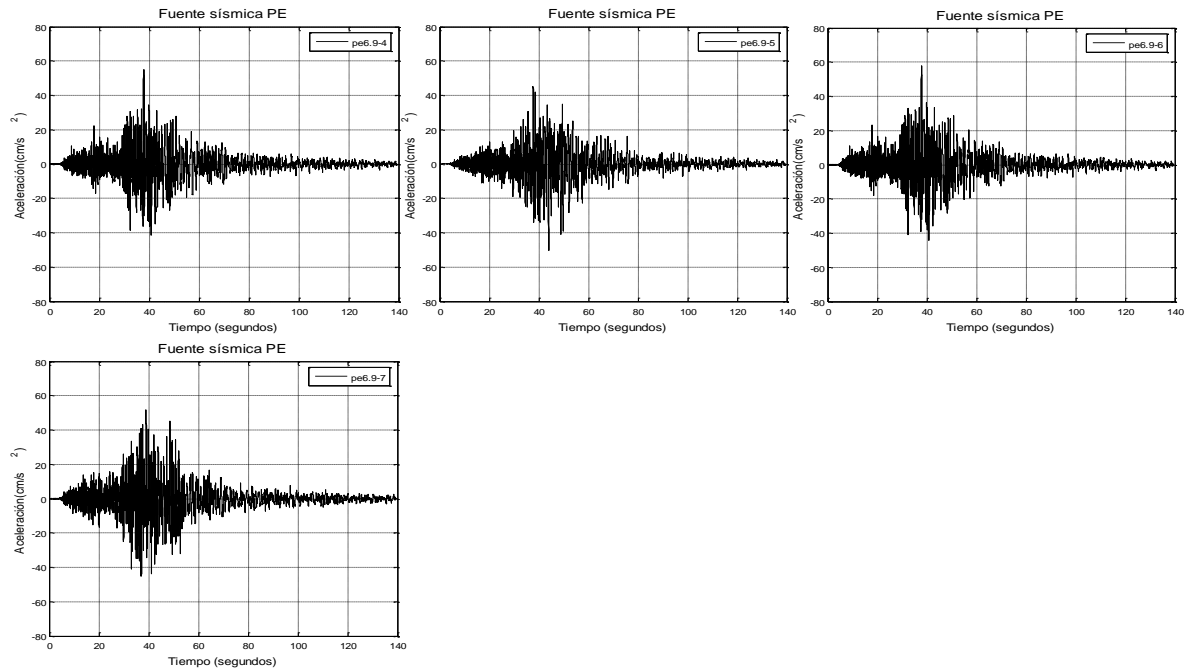


Figura E.4. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 7 para un sismo de $M_W=6.9$.

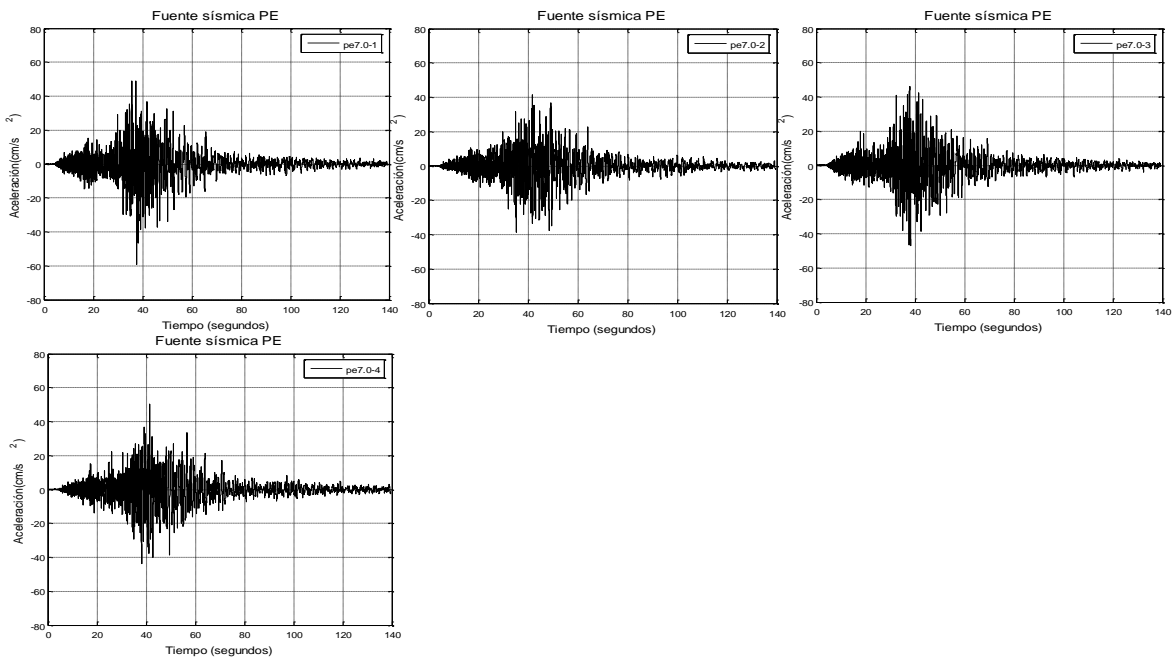


Figura E.5. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 4 para un sismo de $M_W=7.0$.

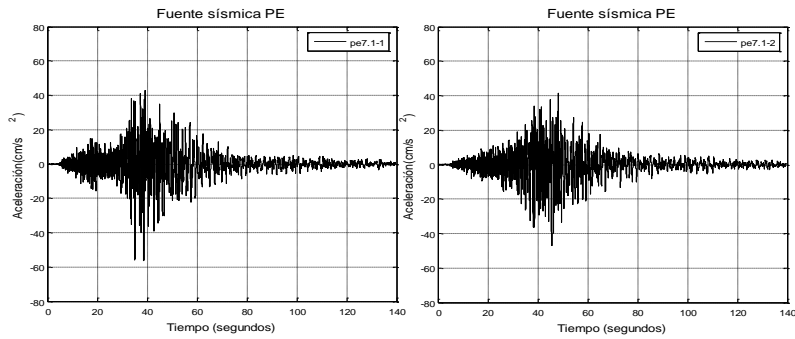


Figura E.6. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=7.1$.

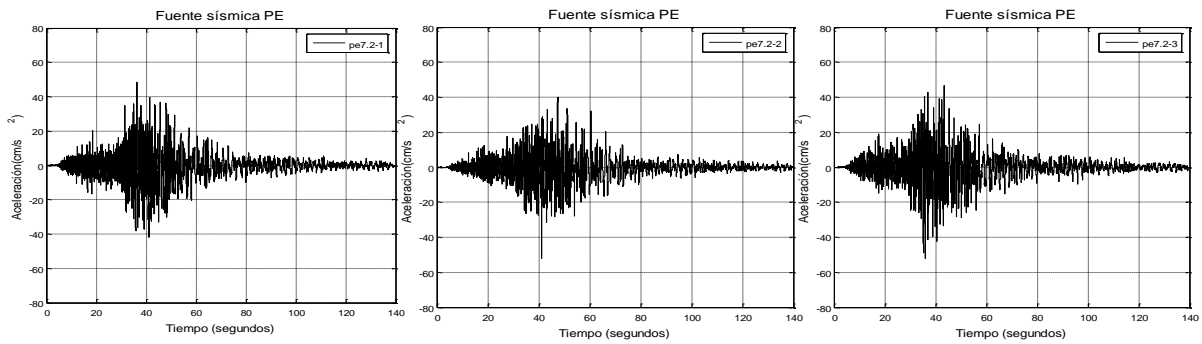


Figura E.7. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 3 para un sismo de $M_W=7.2$.

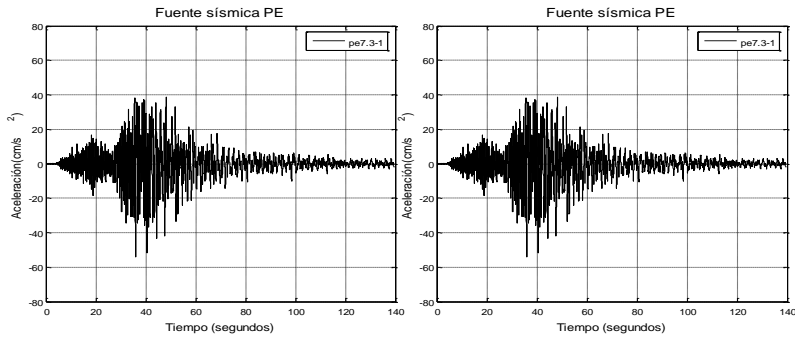


Figura E.8. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 a 2 para un sismo de $M_W=7.3$.

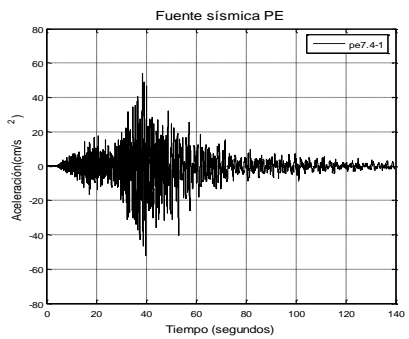


Figura E.9. Acelerogramas simulados con inicios de ruptura 1 para un sismo de $M_W=7.4$.